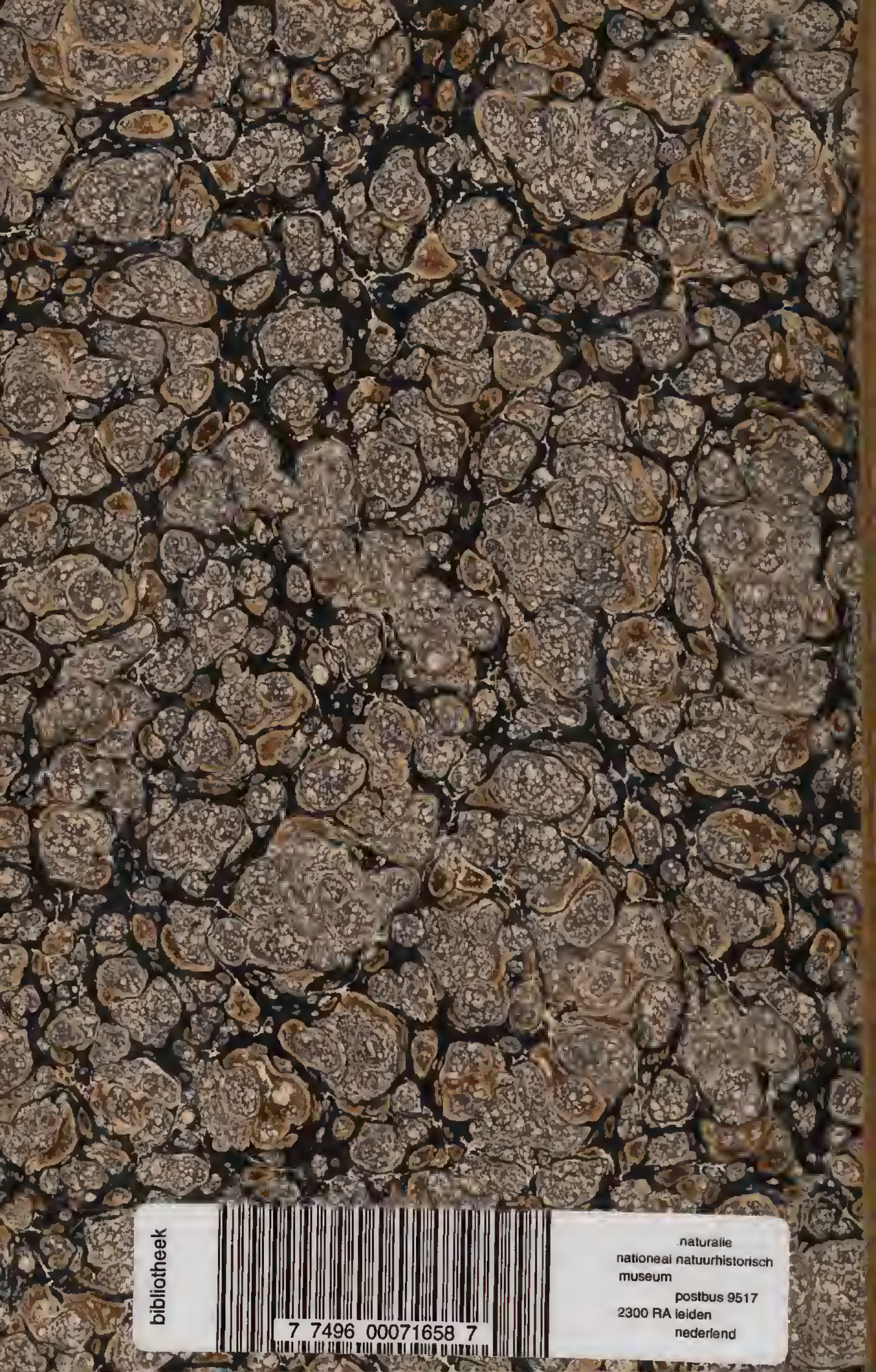
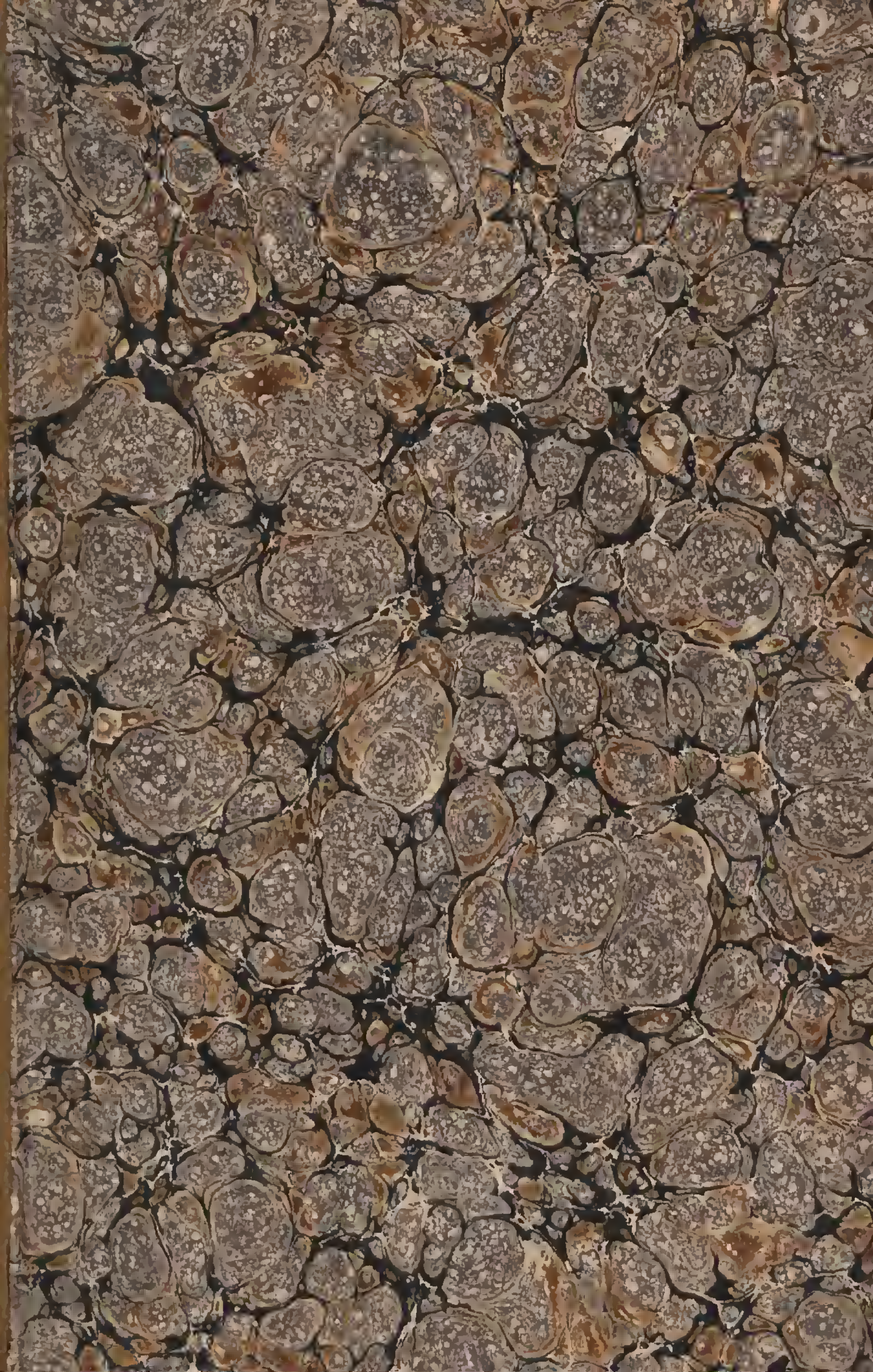

M-MO/17
RGM



bibliotheek
7 7496 00071658 7
naturalis
nationaal natuurhistorisch
museum
postbus 9517
2300 RA leiden
nederland




RIJKSMUSEUM VAN NATUURLIJKE HISTORIE
- LEIDEN -

BIBLIOTHEK

GEOGRAPHISCHER HANDBÜCHER

HERAUSGEGEBEN VON

PROF. Dr. FRIEDRICH RATZEL.

Unter Mitwirkung von

Professor Dr. Georg v. Boguslawski, weil. Sektionsvorstand im Hydrographischen Amt der Kaiserl. Admiralität in Berlin; Professor Dr. Carl Börgen, Vorstand des Kaiserlichen Observatoriums in Wilhelmshaven; Dr. Ed. Brückner, Professor an der Universität in Bern; Professor Dr. Oscar Drude, Direktor des Botanischen Gartens in Dresden; Dr. F. A. Forel, Professeur à l'Université de Lausanne in Morges; Dr. Karl v. Fritsch, Professor an der Universität in Halle; Dr. Siegmund Günther, Professor an der technischen Hochschule in München; Dr. Julius Hann, Professor an der Wiener Universität und Redakteur der Zeitschrift für Meteorologie; Dr. Albert Heim, Professor am Eidgenössischen Polytechnikum und der Universität in Zürich; Dr. Otto Krümmel, Professor an der Universität und Lehrer an der Marine-Akademie in Kiel; Dr. Albrecht Penck, Professor an der Universität Wien.

STUTTGART.
VERLAG VON J. ENGELHORN.
1894.

MORPHOLOGIE

DER

ERDOBERFLÄCHE

VON

DR. ALBRECHT PENCK,
PROFESSOR DER GEOGRAPHIE AN DER UNIVERSITÄT WIEN.

ZWEITER TEIL.

MIT 38 ABBILDUNGEN.

STUTTGART.
VERLAG VON J. ENGELHORN.
1894.

Druck der Union Deutsche Verlagsgesellschaft in Stuttgart.

Inhalt.

II. Buch.

Die Landoberfläche.

II. Abschnitt.

Die Formen der Landoberfläche.

Seite

III. Buch.

Das Meer.

II. Buch.

Die Landoberfläche.

II. Abschnitt.

Die Formen der Landoberfläche.

Der Formenreichtum der Landoberfläche führt sich im wesentlichen auf die geringe Größe der auf ihr vorhandenen Formelemente zurück, sowie auf den Umstand, daß dieselben meist in konvexen und konkaven Winkeln zusammenstoßen, hohle und erhabene Formen bildend. Verhältnismäßig selten nur werden große Formelemente, weit ausgedehnte Abdachungen oder konvexe Uebergangsflächen angetroffen, welche Ebenen genannt werden, und welche sich in auffälligen Gegensatz zu den Unebenen stellen. Unter letzteren heben sich zunächst Hügelländer hervor, deren Höhenunterschiede sich in sehr engen Grenzen halten, und welche aufgesetzte Formen darstellen. Das sind die aufgesetzten Hügel, welche meist gleich der Mehrzahl der Ebenen der anhäufenden Thätigkeit der Massentransporte ihre Entstehung verdanken. Bei beiden, den eingelagerten und den aufgesetzten Landschaftsformen, scheiden sich die Gebiete der gleichsinnigen und ungleichsinnigen Abdachung nicht scharf, welche sich in den beiden Hauptlandschaften der ausgearbeiteten Formen, den Thal- und Wannenland-

schaften, auf das strengste sondern, indem sich an sie zwei verschiedene Arten von Hohlformen, die Thäler und die Wannen, knüpfen. Die großartigste Entwickelung zeigen die Formen der Landoberfläche in den Gebirgen, welche eine Kombination aufgebauter und ausgearbeiteter Formen darstellen, größtenteils in das Bereich der gleichsinnigen Abdachungen fallen und mannigfaltig gestaltete, minder hoch gelegene Landstriche, die Senken, voneinander trennen. Spärlich endlich sind die überhängenden Formen der Landoberfläche, die Höhlungen.

Kapitel I.

Die Ebenen.

1. Einteilung und Hydrographie.

Ebenen sind ausgedehntere Strecken der Landoberfläche, in welchen die Höhenunterschiede benachbarter Teile so gering sind, daß sie sich der unmittelbaren Wahrnehmung fast gänzlich entziehen. Die meisten Ebenen bilden Abdachungen, welche so sanft ansteigen, daß sie bereits im Umkreise des Gesichtsfeldes eines Beobachters unter dessen Horizont zu liegen kommen. Ihr Gefälle beträgt daher etwa 0.4 ‰. Steiler ansteigende Ebenen kann man als schiefe bezeichnen; sie erreichen ein Gefälle von 10, ja selbst 20 ‰. Noch steilere Abdachungen machen schon den Eindruck eines Gehänges; sie erhalten auf der Karte des Deutschen Reiches bereits eine Schraffur, während andere Kartenwerke selbst Geländeformen bis 5° Neigung (87 ‰) als Ebenen darstellen. Bei den meisten Abdachungsebenen nimmt das Gefälle von oben nach unten hin allmählich ab, und es ist bei schiefen Ebenen oft derart angeordnet, daß dieselben Ausschnitte aus den Mantelflächen sehr stumpfer Kegel bilden. Ebenen, welche sich nach einem in ihrer Mitte gelegenen Punkte abdachen, gehören nicht mehr in das Bereich der gleichsinnigen Abdachung, sie mögen Hohlebenen heißen. Einen dritten Typus bilden jene

Ebenen, welche einen häufigen Wechsel entgegengesetzt gerichteter Abdachungen aufweisen, die sich in konvexen Uebergangsflächen treffen. Man kann sie Wellungsebenen nennen.

Die Ebenen sind über alle Teile der Landoberfläche verbreitet. Sie finden sich im Hochlande wie im Tieflande, und danach unterscheidet man Hochebenen und Tiefebenen. Sie treten sowohl in den zentralen als auch in den peripherischen Gebieten der Festländer auf; danach kann man innere Ebenen und Randebenen trennen; die ersteren treten nicht selten als Hohlebenen entgegen, zum Teil aber bilden sie auch echte Abdachungsebenen. Letzteres ist bei den Randebenen die Regel, welche dann meist Küstenebenen heißen.

Ungemein bezeichnend für die verschiedenen Typen der Ebenen sind deren hydrographische Verhältnisse. Die Abdachungsebenen werden in der Richtung ihres Gefälles von einem einzigen oder mehreren parallel fließenden Flüssen, meist in vielgewundenem Laufe, durchmessen. Gabelungen und Zerteilungen derselben sind häufig; die Abdachungsebenen sind der eigentliche Schauplatz der Bifurkationen. Neben dem noch vom fließenden Wasser durchmessenen Geäder finden sich zahlreiche Altwasser, nämlich halbmondförmig gekrümmte Seen, die ehedem eine Flußschlinge bildeten, dann aber abgeschnitten worden sind. Ihre Existenz ist nur eine zeitweilige, sie werden bei Ueberschwemmungen mit den Sinkstoffen der Flüsse zugeschüttet oder wachsen mit üppiger Vegetation zu. Es bleiben dann lediglich flache Vertiefungen zurück, welche durch ihre Krümmung ihre Natur als ehemaliges Altwasser verraten. Dieselben werden militärisch „Ravins“ [1]), ihre Absätze (Wagrame) „Rideaus“ genannt, welch letzteres Wort in Frankreich [2]) aber in anderer Bedeutung, nämlich für auffällige Gehängeabstufungen, gebraucht wird. Es sind dies Unebenheiten

---

[1]) Reitzner, Die Terrainlehre. 4. Aufl. Wien 1882. S. 148, 173.

[2]) Henri Lasne, Corrélation entre les diaclases et les rideaux des environs de Doullens. C. R. CXI. 1890. p. 73.

in der Ebene, welche aber doch vermöge ihrer geringen Höhe den Charakter der letzteren nicht stören. Sind sie doch in der Regel kaum mannstief.

Die Theißniederung wird von zahlreichen derartigen Rideaus durchsetzt, welche oft in namhafter Entfernung vom Flusse auftreten. Dasselbe gilt vom Nordende der oberrheinischen Tiefebene[1]), wo sich alte Neckar- und Mainläufe noch erkennen lassen. Sehr groß sind die Altwasser längs des Mississippi; dieselben sind teils natürlich, teils bei der Stromregulierung künstlich abgeschnitten worden. Man nennt sie ox-bow-cut-offs, wofür N. S. Shaler[2]) das Wort moat (Festungsgraben) in Vorschlag brachte.

Auf den schiefen Ebenen findet in der Regel eine Verwilderung des Flusses statt, derselbe zerteilt sich in viele Arme, welche kleine Inseln umschließen; die Bildung von Haufen im Flusse ist ganz regelmäßig.

Fig. 1.

a) Ebene mit Dammflüssen. b) Ebene mit eingeschnittenen Flüssen.

Beispiele solcher schiefer Ebenen mit verwilderten Flüssen liefert namentlich die östliche Poebene, wo der Tagliamento ein ausgezeichnet verwilderter Fluß ist. Auch der südliche Teil der oberrheinischen Tiefebene ist eine schiefe Ebene mit verwildertem Strome. In dem Maße, als sich das Gefälle der Ebene mindert, hört die Verwilderung des Rheines auf und derselbe geht in einen Mäanderstrom über[3]).

Stromgefälle und Abdachung der Ebene pflegen sich im großen und ganzen zu decken, jedoch fehlt es selten an kleinen Unterschieden zwischen beiden, und es fließen die Ströme weit weniger häufig genau im Niveau der Ebene als etwas über oder unter demselben. Im ersteren Falle durchmessen die Ströme die Ebenen auf natürlichen

---

[1]) Sauer, Die alten Neckarbetten in der Rheinebene. Globus. LXII. 1892. S. 193.

[2]) General Account of the fresh-water morasses of the U.-S. Xth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1888/90. Pt. I. p. 260 (277).

[3]) Honsell, Der natürliche Strombau des deutschen Oberrheins. Verh. des VII. Deutschen Geographentages. 1887. S. 33.

Dämmen, die sich nach rechts und links sanft, wie das Glacis einer Festung, abdachen, und welche sie mit ihren eigenen Sinkstoffen aufbauen (vergl. Fig. 1 a). Bei Hochwässern können sie leicht das angrenzende Land überschwemmen und sich neue Wege bahnen, wobei sie abermals sich Dämme aufschütten, welche die Ebene kreuz und quer durchziehen und zwischen sich flache Wannen einschließen, in denen es zeitweilig oder ständig zu Wasseransammlungen kommt. Das sind die für die Ebenen mit aufgedämmten Flüssen bezeichnenden Stromseen.

Ein solcher Stromsee liegt zwischen Donau und Drau gegenüber Esseg, andere finden sich zwischen Neusatz und Pancsova, sie sind an der unteren Donau in Rumänien sehr häufig. Besonders zahlreich treten sie am Yangtsekiang entgegen, wo der Thungthing-hu und Pojang-hu ausgezeichnete Beispiele dieser Art sind. In den Deltaregionen fehlen derartige Stromseen kaum je. Charakteristisch ist ihr Vorkommen im Bereiche der Mississippimündung und unweit der Mündung des Yangtsekiang. Das Haarlemer Meer in der Rheinmündung ist ein weiteres, nunmehr verschwundenes Beispiel.

Ebenen mit eingeschnittenen Flüssen entbehren der Stromseen: sie fallen gegen die Flüsse in einem unbedeutenden Rande ab und sind zwischen denselben vermöge der Permeabilität ihres Bodens meist trocken (Fig. 1 b). Während sich nun aber die Niveauunterschiede zwischen den aufschüttenden Flüssen und der Ebene stets in engen Grenzen halten, da die Möglichkeit einer Aenderung des Stromlaufes sich in dem Maße steigert, als die Flußdämme in die Höhe wachsen, können die Niveauunterschiede zwischen einer Ebene und den einschneidenden Flüssen so beträchtlich werden, daß der Charakter der Ebene verloren geht. Sobald die Flußeinschnitte zu Thälern werden, wird die Ebene zur Platte und diese wird zum Tafellande, wenn ihre Thäler eine bestimmte Tiefe (200 m) überschreiten.

Unter solchen Umständen ist die Grenze zwischen Ebene und Platte schwer zu ziehen, zumal da auch manche Ebenen in Platten übergehen. Dies ist namentlich häufig mit den schiefen Ebenen der Fall, in deren obere Teile nicht selten die Flüsse tief eingeschnitten sind, während sie weiter unten im Niveau derselben

fließen Dies gilt von einer der auffälligsten schiefen Ebenen, nämlich der von München. Der Sprachgebrauch scheidet auch nicht streng zwischen Ebenen und Platten. Man redet von einer walachischen Tiefebene, obwohl das Land eigentlich als Platte zu bezeichnen wäre; auch die Prairieen Nordamerikas, welche sich als thaldurchfurchte Platten darstellen, gelten im allgemeinen als Ebenen. Und doch sind Ebenen und Platten in typischer Ausbildung zweifellos zu trennen.

Die Hohlebenen haben zentripetale Wasserläufe und zerfallen hydrographisch in zwei Regionen, die peripherische des fließenden und die zentrale des stehenden, meist salzigen Wassers. Die erstere zeigt dieselben Erscheinungen wie die Abdachungsebenen, die letztere wie die Seeboden. Beide Regionen sind nicht stabil abgegrenzt, indem je nach den klimatischen Verhältnissen die Seeregion wachsen oder zurückgehen, ja selbst verschwinden kann, in welchem Falle in der Regel ein Salzsumpf übrig bleibt. Die Uferlinien, mit welchen sich die zentrale Wasseransammlung bei ihren verschiedenen Niveaus umrandet, bilden im Verein mit einer sehr breiten, zwischen Land und See strittigen Zone die charakteristischen Merkmale des Bodens der Hohlebenen.

Der Tsad-, Balchasch- und Kaspisee, sowie die Region der südalgerischen Schotts bieten samt ihrer Umgebung ausgezeichnete Beispiele von Hohlebenen. Als äußerst unsicher schildert Nachtigal[1]) die Grenzen des inselreichen Tsadsees und hebt hervor, wie das Land am Schari nur sehr allmählich ansteigt, während im Norden dünenartige Erhebungen vorhanden sind. Besonders wird von ihm auch betont (S. 121), daß sich östlich vom See, in den tiefer gelegenen Landschaften Egeï und Bodele, Spuren früherer Seen in Gestalt von Schneckenschalen und Fischresten auf dem Lande finden. Den Parallelismus niedriger Rücken mit dem Ufer des Balchaschsees, sowie die schwere Zugänglichkeit des letzteren erwähnt Al. Schrenk[2]). Aehnliche Unregelmäßigkeiten zeigt die Uebergangszone zwischen der Abdachungsregion und dem Seegebiete in der kaspischen Senke[3]).

---

[1]) Sahara und Sudan. Berlin. II. 1881. S. 347.

[2]) Bericht über eine im Jahre 1840 in die östliche Dsungarische Steppe unternommene Reise. Beiträge zur Kenntnis des russischen Reiches. VII. 1845. S. 277 — Vergl. auch J. Spörer. Die Seenzone des Balchasch. P. M. 1868. S. 73.

[3]) Vergl. unter Kaspisee.

Die Wellungsebenen besitzen eine ziemlich komplizierte, durch den häufigen Wechsel ihrer Abdachung bedingte Entwässerung, die durch das geringe Gefälle der Landoberfläche wesentlich erschwert wird. Es entstehen Moore in den flachen Mulden, wo die Wasser zusammenfließen, und Moore bilden sich auf den flachen Rücken, wo der Abfluß des Wassers erschwert ist. Es werden dadurch die Wellungsebenen zum eigentlichen Schauplatz der Moore und Sümpfe.

Der westliche Teil des norddeutschen Flachlandes liefert ein ausgezeichnetes Beispiel hierfür. Das im wesentlichen ebene Land ist von zusammenhängenden Mooren bedeckt[1]). Die Landes des südwestlichen Frankreich sind gleichfalls eine Wellungsebene mit vielfach unbestimmter Entwässerung. Gleichfalls hierher gehört der von N. S. Shaler[2]) geschilderte Dismal Swamp westlich vom Kap Hattaras.

Die Moore zerfallen in Wiesen- und Hochmoore. Die ersteren, auch Unterwassermoore genannt, knüpfen sich an das Auftreten stehender Gewässer oder an eine Durchfeuchtung des Bodens von unten her, also an die Nachbarschaft von Seen oder Quellen. Manche Seen werden gelegentlich mit einem Filze von Gräsern förmlich überspannt, welche eine schwankende, gelegentlich zerreißende Decke bilden. Von derselben lösen sich öfters, falls sie das Wasser nicht ganz überzieht, Inseln los, die sich im eingeschlossenen Moorsee herumtreiben. Ausgezeichnete Quellmoore finden sich auf der schiefen Ebene von München dort, wo das Grundwasser im freien Felde zu Tage tritt, sowie an mehreren Punkten der Poebene in der Region der Fontanili.

Die Hochmoore oder Ueberwassermoore knüpfen sich an den erschwerten Abfluß der Tageswässer; sie finden sich in flachen Einsenkungen impermeabler Gesteine, sowie über permeabler Unterlage, wenn diese ganz mit stagnierendem Grundwasser durchtränkt ist, z. B. auf

---

[1]) Guthe, Die Lande Braunschweig und Hannover. S. 52.

[2]) Geology of the Dismal Swamps district of Virginia and North-Carolina. Xth. Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1888/89. Pt. I. p. 313.

Sand. Derselbe wird nahe der Oberfläche vielfach durch Eisenoxydhydrat zu einem festen Gesteine verkittet, dem Ortsteine Norddeutschlands. dem Alios der Gegend von Médoc. Auch sonst kommt es vielfach in Mooren zur Ausscheidung von Raseneisenstein. Herrschen in den Wiesenmooren Gräser vor, so sind es Sphagnumarten. Heide und Bäume, welche in den Hochmooren gedeihen. In Mitteleuropa sind es namentlich Zwergkiefern, in Nordamerika Cypressen. welche hier vorkommen; letztere sind für die Cypressensümpfe (Swamps) der Mississippi- und östlichen Küstenebene bezeichnend. Die Oberfläche sehr vieler Hochmoore ist sanft gewölbt.

Der Sprachgebrauch hat vielfach die Bezeichnung Ebene auf keineswegs ebene Gelände ausgedehnt, namentlich hat häufig eine Verwechslung von Tiefland und Tiefebene stattgefunden. Wohl ist wahr, daß bei der üblichen Auffassung des Begriffes Tiefland als einer Gegend von unter 200 m Höhe ausgeschlossen ist, daß dieselbe namhafte mittlere Höhenunterschiede aufweist, aber immerhin können dieselben bis 200 m betragen, und dies ist mit der Vorstellung einer Ebene unvereinbar. So ist von seiten norddeutscher Geologen vielfach mit Recht darauf aufmerksam gemacht worden, daß das norddeutsche Tiefland durchaus keine Ebene ist, sondern als Flachland gelten muß. Dasselbe gilt von dem deutschen Alpenvorlande, das meist unrichtig als Donau- oder oberdeutsche Hochebene bezeichnet wird; es zeigt Höhenunterschiede von über 100 m und erscheint in seiner Gesamtheit als Hügelland; nur stellenweise, wie z. B. im Münchener Becken, ist es eine schiefe Ebene oder zwischen Lech und Iller eine Platte. Auch das Innere Rußlands wird meist irrig als Ebene bezeichnet. es ist teils von welliger Beschaffenheit, teils erscheint es, namentlich in Podolien, als Platte. Die echten Ebenen sind weit weniger häufig und ausgedehnt, als meist angenommen wird.

2. Verbreitung und Physiognomie.

Die echten Ebenen nehmen immerhin ziemlich weite Strecken der Erdoberfläche ein. Europa hat Ebenen im Mündungsgebiete des Rheins, in den Landes zwischen der Mündung von Gironde und Adour, am unteren Guadalquivir. in der Poebene, in der oberrheinischen Ebene, in der Theißebene, in den Rokitnosümpfen, sowie in den Tundren des Nordostens: in der Nachbarschaft des Kaspisees besitzt es

Anteile an Hohlebenen. Asiens große Ebenen liegen im nordwestlichen Sibirien, am Hoangho und Yangtsekiang, am Mekhong, Irrawaddy, am Ganges und Brahmaputra, am Indus und zwischen dem Unterlaufe von Euphrat und Tigris, außerdem finden sich in seinen Zentralgebieten zahlreiche isolierte Hohlebenen. In Afrika treten in der Umgebung des Tsadsees, an vereinzelten Stellen der Sahara und in der Kalahari Hohlebenen, am mittleren Nil und mittleren Kongo ausgedehnte Abdachungsebenen, in den Deltas von Nil, Niger und Zambesi Randebenen und an der Guineaküste schmalere Küstenebenen auf. Australien besitzt am Murrayflusse eine große Stromebene, in seinem Innern zahlreiche isolierte Hohlebenen, aber nur sparsam entwickelte Küstenebenen. In Nordamerika finden sich zwischen den Rocky Mountains und der Sierra Nevada einige Hohlebenen; am Sacramento und Mississippi kommen Stromebenen, in Carolina, Georgia und Florida ausgezeichnete Küstenebenen vor. Das eigentliche Land der Ebenen ist Südamerika. Am Orinoco, Amazonas und Paraguay bilden die von Strömen durchflossenen Abdachungsebenen eine fast ununterbrochene Flucht, welche in drei Ausläufern sich bis zum Atlantik ziehen. Ueberdies kommen im westlichen Argentinien mehrere Hohlebenen vor.

Bei einem dem Auge unmerklichen Maße des Höhenunterschiedes erhalten die Ebenen ihre charakteristische Physiognomie nicht durch das Maß ihrer vertikalen Gliederung, welche sonst in der Landschaft den auffälligen Zug bildet, sondern es ist die Entwickelung ihrer Vegetation, welche ihnen den Stempel der Eigentümlichkeit aufdrückt. Es gibt bewaldete, bebuschte oder bloß mit Gräsern bestandene Ebenen; manche sind fast völlig der Vegetation bar, andere mit einer dichten Decke von Torfmoosen verhüllt.

B e w a l d e t sind die Ebenen der niederen Breiten beiderseits des Aequators bis höchstens zum 20. Parallel. Waldiges Dickicht erstreckt sich über die Ebenen des Amazonas und des mittleren Kongo, nur die Ebenen am Bahr-el-Gebel, sowie am Orinoco sind in dieser Zone

mit Gras bestanden. Bewaldet sind ferner die Ebenen höherer Breiten zwischen dem 50. Parallel und dem Polarkreise, sowie auch die Ebenen der Mississippiniederung. Ursprünglich bewaldet waren die mitteleuropäischen Ebenen, mit Ausnahme der ungarischen Pußten. Wie auch die Vegetation dieser Waldebenen beschaffen ist, sie ist für dieselben von gleicher Bedeutung. Sie hält den Boden fest, und indem in großer Ueppigkeit eine Generation über der anderen sich entwickelt, häuft sie eine Menge vegetabilischer Substanz an, welche zur Erhöhung des Bodens vielfach beiträgt. Ueberdies vermag sie vielfach Flächen stehenden Wassers zu beseitigen, indem sie dieselben randlich einengt und Decken über dieselben spannt, wie es in manchen nordamerikanischen Swamps der Fall ist. Es entstehen schwimmende Wälder, welche gelegentlich forttreiben können und als schwimmende Inseln sich im Flusse bewegen, bis sie irgendwo festfahren, den Fluß verbarrikadieren und denselben einen neuen Weg einzuschlagen nötigen. Derartige schwimmende Waldinseln, welche gelegentlich auch auf der unteren Weser vorkommen, sind als Snags oder Sawyers am Mississippi ziemlich häufig. Der entstehende vegetabilische Boden saugt begierig Wasser auf. Die Waldebenen sind häufig versumpft, und da sie von zahlreichen Wasseradern durchsetzt zu sein pflegen, sind sie schwer passierbar, was durch die Ueppigkeit und Undurchdringlichkeit der Vegetation gesteigert wird. Hoher Baumwuchs entzieht dem Wanderer den Ueberblick und läßt nicht den Eindruck der Ebenheit aufkommen.

Diesen letzteren Eindruck gewähren in vollem Umfange die Grasebenen. Dieselben finden sich in den Zonen zwischen dem 20. und 50. Parallel, aber ihre Entwickelung ist hier an den Ostküsten der Erdteile in niederen und den Westküsten in höheren Breiten durch Waldebenen eingeengt. In Nordamerika erscheinen sie als Prairieen am Ostabfalle des Felsengebirges, in Südamerika als Pampas am Ostrande der Anden. Llanos heißen die Grasebenen des Orinoco unweit des Aequators, Pußten die der Theiß, Steppen die des südlichen Ruß-

land und westlichen Sibirien, und dieser Name ist zum generellen alles trockenen Graslandes geworden. Allen diesen Grasebenen ist eine kurze Vegetationsperiode eigentümlich, während welcher sich das Land manchmal bis zur stattlichen Höhe von 2—3 m mit Gras bedeckt, worauf in einer Trockenperiode die rasch aufgeschossene Vegetation verdorrt, so daß sie bei zufälligen oder absichtlich gelegten Bränden leicht aufgezehrt wird und das nackte, meist sehr harte Erdreich zum Vorschein kommt. Dies geschieht auch dort, wo während der Trockenzeit der Pflanzenwuchs gänzlich abstirbt. In den Grasebenen ist die Erdoberfläche gelegentlich ihrer schützenden Vegetationsdecke beraubt, und es kann das lockere Erdreich zeitweilig ein Spiel des Windes werden und durch denselben große Umlagerungen erfahren.

Die Wasserläufe, welche Grasebenen in gleichem oder, wie bei den nordamerikanischen Prairieen, in etwas tieferem Niveau durchströmen, sind gewöhnlich mit Wald umsäumt, welcher die Ufer festlegt. Manchmal aber sind sie auch nur mit Schilf oder Gräsern umrandet, wie die Ufer der Theiß und des Bahr-el-Gebel. Solche Schilfmassen wachsen vielfach auch über tote Arme gänzlich als schwimmende Decke hinweg, von welcher Teile losgelöst und als Inseln fortgetrieben werden können. Letztere können dann gelegentlich als Grasbarren den Flußlauf verstopfen und Veränderungen in demselben verursachen, wie dies namentlich am Bahr-el-Gebel der Fall ist[1].

Die erwähnten Grasebenen, welche den Steppen beizuzählen sind und sich an Trockenheit des Klimas knüpfen, sind von den Wiesen- und Hochmoorebenen zu trennen, welche ihre Existenz übermäßiger Feuchtigkeit danken, die den Baumwuchs hindert. Die Moorebenen finden sich namentlich in höheren Breiten und heißen Tundren.

Die nur zeitweilig mit Vegetation bestandenen Grasebenen gehen gelegentlich in solche über, welche wegen allzu großer Trockenheit der Vegetation gänzlich entbehren. Die nackten Ebenen sind auf die Zentralgebiete der Festländer beschränkt; sie bilden eine bestimmte

[1] Marno, Die Sumpfregion des äquatorialen Nilsystems und deren Grasbarren. P. M. 1881. S. 411.

Bodenform der Wüsten, ebenso wie die trockenen Grasebenen eine solche der Vegetationsform der Steppen.

Wenn auch also manche Ebenen als Steppen oder Wüsten entgegentreten, so dürfen doch letztere nicht mit den Ebenen identifiziert werden. Die Ebenen sind bestimmte Geländeformen, die Steppen und Wüsten bestimmte Arten der Bodenbekleidung, die auf den verschiedensten Geländen vorkommen können. In der That sind manche Wüsten, wie Teile der Sahara und die Coloradowüste, gebirgig, und die zentralasiatischen Steppen erstrecken sich häufig über unebenes Gelände. Immerhin muß aber gesagt werden, daß die Gebirge als Kondensatoren der atmosphärischen Feuchtigkeit viel weniger zur Wüsten- und Steppenbildung geeignet und daher inmitten der Wüsten und Steppen nicht selten bewaldet sind.

Ist die Art des Pflanzenkleides zunächst für die Physiognomie der Ebenen bedeutsam, so wird sie auch für deren weitere Umbildung wichtig. Fixiert ist der Boden der Wald- und Moorebenen; wenn in den Grasebenen zeitweilig der Boden bloß liegt, so kann er ein Spiel der Winde werden, und dasselbe geschieht mit den gelockerten Bestandteilen der Oberflächen nackter Ebenen. Die feineren werden als Staub aufgewirbelt und kommen an geeigneten Stellen wieder als Löß zur Ablagerung; der Sand wird in Dünen zusammengeweht, die den Charakter der Ebene allmählich verwischen. So können sich denn die nackten Ebenen nicht beständig erhalten.

Sehr wesentlich beeinflußt die Vegetation der Ebenen deren anthropogeographische Bedeutung. Wald- und Moorebenen sind Hindernisse des Verkehrs, die einen wegen ihrer dichten Bestockung, die andern wegen ihres sumpfigen Bodens. Die nackten Wüstenebenen sind wegen ihres Wasser- und Pflanzenmangels im allgemeinen unpassierbar, wogegen die echten Grasebenen allenthalben leicht durchmeßbare Landstrecken sind, welche den Hirtenvölkern ausgedehnte Weidegründe darbieten. Die großen von Strömen durchmessenen Abdachungsebenen bieten in der Regel einen ausgezeichneten Ackerboden, der, häufig unter dem Niveau der Flüsse gelegen, leicht bewässert werden kann. An ihnen entwickelten sich daher vor allem Ackerbaustaaten. Die Ausnutzung des Landes erheischte vielfach eine Sicherung desselben vor den Flüssen: der Lauf derselben wurde gerade gelegt, Stromseen wurden ausgetrocknet und so die ganze hydrographische Erscheinung gänzlich umgestaltet, wofür die Po-, Rhein-, Theiß- und Mississippiebene Beispiele liefern. Die Eindämmungen der Ströme haben

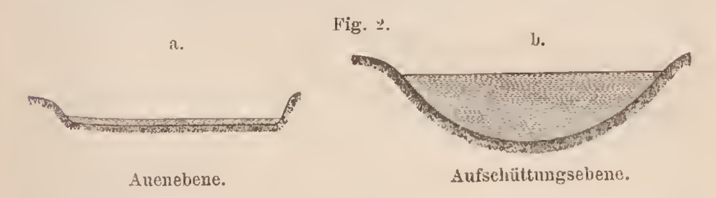
in diesen Gebieten häufig eine zunehmende Erhöhung der Betten zur Folge gehabt, so daß das Land, namentlich in der Poebene und in den Niederlanden, nunmehr weit tiefer unter den Strömen liegt, als unter natürlichen Verhältnissen, und daher mehr und mehr der Ueberschwemmungsgefahr ausgesetzt ist.

3. Entstehung.

Hinsichtlich ihrer Entstehung verhalten sich die Abdachungs- und Hohlebenen einerseits, die Wellungsebenen andererseits verschieden. Die bei weitem überwiegende Zahl der Abdachungs- und Hohlebenen gehört zu den eingelagerten, die kleinere zu den ausgearbeiteten Formen der Landoberfläche.

Bei dem Zusammenfallen von Fluß- und Ebenengefälle in den großen Abdachungsebenen ist eine genetische Beziehung zwischen beiden von vornherein wahr-

Fig. 2.



Auenebene. Aufschüttungsebene.

scheinlich. Da die Flüsse sich jeweils ein ihnen entsprechendes Gefälle zu schaffen vermögen, so muß angenommen werden, daß sie die Ebenen bildeten, welche sie durchmessen. In der That werden die Abdachungsebenen oberflächlich von Flußsedimenten gebildet, von Geröll, Sand und Schlamm, was ihre fluviatile Entstehung verrät. Nun vermögen die Ströme auf zweierlei Wegen Ebenen zu bilden, nämlich sowohl durch Akkumulation als auch durch seitliche Erosion, und es können danach Aufschüttungs- und Auenebenen unterschieden werden, die sich oberflächlich gleichen, aber von wesentlich verschiedener Entstehung sind. In den durch seitliche Erosion entstandenen Auenebenen hat man in geringer Tiefe unter den Flußanschwemmungen das Gestein zu erwarten, in welches der Fluß sein Bett erodiert

hat (Fig. 2a), bei den **Aufschüttungsebenen** ist eine große Mächtigkeit der Anschwemmungen vorauszusetzen (Fig. 2b). Sohin können erst Untersuchungen über den Untergrund der Stromebenen deren genetische Verhältnisse aufhellen.

Derartige Untersuchungen können nur in künstlichen Aufschlüssen bewirkt werden, wie solche nur in wenigen Kulturländern bisher ausgeführt worden sind. Für die oberrheinische Tiefebene, die Po- und Theißebene, für die Ebenen am unteren Rhein, am Nil und Mississippi, für die Ganges- und Narbaddaebene haben dieselben jedoch bereits den Beweis erbracht, daß fluviatile Aufschüttungsebenen vorliegen. Man traf in ihnen übereinstimmend eine unregelmäßige Wechsellagerung von sandigen und lehmigen Schichten, wie sie von großen Strömen angeschwemmt zu werden pflegen, hie und da mit Einschaltungen von Torf oder Geröll. Nun entsteht Torf an der Landoberfläche und grobes Geröll wird lediglich nahe derselben, sei es am Strande, sei es in Flüssen bewegt; und ausgedehnte dünne Geröllager können nur durch Flüsse ausgebreitet worden sein, nie aber am Grunde stehender Gewässer, also nie am Boden von Meeren oder Seen, verfrachtet sein. Das Auftreten dieser gelegentlichen Torf- und Geröllager erweist, daß auch die unteren Schichten der Ebenen einst zu Tage lagen und nicht etwa in einem See oder im Meere abgelagert worden sind. Dem widerspricht auch die Fossilarmut der Sande und Lehme, welche dieselben vor petrographisch ähnlichen marinen oder lakustren Gebilden auszeichnet. Nur hie und da stößt man auf Nester voller Schnecken, in der Regel fluviatiler oder lakustrer Arten, welche in einem Flußarme, Altwasser oder Stromsee gelebt haben mögen. Ihnen beigemengte Gehäuse von Landbewohnern verraten jedoch dann immer die Nähe des Landes, welche überdies durch die selten fehlenden Knochen großer Landtiere angezeigt wird.

Ein 175 m tiefes Bohrloch nördlich von Mannheim lehrte im Boden der oberrheinischen Tiefebene lediglich feine graue Sande, bald in thonreiche Sande, bald in gröberen Rheinkies übergehend,

kennen; in denselben Schichten endeten die bis 96 m tiefen Bohrlöcher im Griesheimer Eichenwäldchen 6 km südwestlich von Darmstadt[1]). Dafür, daß diese Sande schräg, als Deltas abgelagert sind, fehlt es an Beweisen; dieselben wurden bereits 1884 als Schichten von Landoberflächen bezeichnet[2]). In Straßburg durchsank ein 49 m tiefes Bohrloch die Geröllmassen des Rheines noch nicht[3]).

In der Poebene erschloß ein 162 m tiefes Bohrloch in Mailand lediglich Flußalluvionen, oben Geröll, unten Sande und Lehme, desgleichen ein 120 m tiefes Bohrloch zu Mantua; ein solches bei Rivoltella im Modenesischen erteufte erst in 115 m Tiefe unter den Flußanschwemmungen das marine Pliocän[4]).

In der Theißebene ist an mehreren Stellen ein Komplex sandiger und lehmiger Schichten erbohrt worden, welcher bei Szentes[5]) bis zu einer Tiefe von 177 m eine rezente Schneckenfauna führt, bei Hód-Mezö-Vásárhely bis zu einer Tiefe von über 120 m an benachbarten Stellen eine ziemlich verschiedene Entwickelung aufweist, und unter welchem erst in 215 m Tiefe jungtertiäre Ablagerungen angetroffen werden[6]). Ebenso erschlossen drei benachbarte Bohrlöcher bei Grabácz im Komitate Torontál ziemlich verschiedene Folgen lehmiger und sandiger Anschwemmungen in einer Mächtigkeit von 85—120 m, und 97 m tief wurde im Alluvium zu Franzfeld gebohrt[7]). Der Umstand, daß man in der Theiß-Donau-Niederung allenthalben Sande und Lehme in so unregelmäßiger Wechsellagerung trifft, sowie daß benachbarte Bohrlöcher ganz verschiedene Schichtfolgen und Wasser in sehr verschiedenen Tiefen ergeben, widerspricht der Auffassung dieser Gebilde als regelmäßige Seeabsätze und charakterisiert sie als fluviatile Ablagerungen, nämlich als ein Komplex von Flußsanden und Ueberschwemmungslehmen. Damit stimmt ihre Fauna, ein Gemenge fluviatiler und terrestrer Schnecken, wohl überein.

In den Ebenen im Mündungsgebiete des Rheines wurden Flußanschwemmungen bei Utrecht in 160 m, bei Goes in 97 m.

---

[1]) Lepsius, Geologie von Deutschland. Stuttgart. I. S. 648. (Handbücher zur deutschen Landes- und Volkskunde. I.)

[2]) Penck, Schwarzwald und Wasgau. Jahresb. geogr. Gesellsch. München. IX. 1884. S. XIX.

[3]) Schumacher, Die Bildung und der geologische Aufbau des oberrheinischen Tieflandes, in Kriegers hygienischer Topographie von Straßburg i/E. Archiv f öffentl. Gesundheitspflege. X.

[4]) Nach freundlichen mündlichen Mitteilungen von Prof. Taramelli in Pavia.

[5]) Halaváts, Der artesische Brunnen von Szentes. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ungar. geolog. Landesanstalt. VIII. H. 6. 1888.

[6]) Halaváts, Die zwei artesischen Brunnen von Hód-Mezö-Vásárhely. Ebend. VIII. H. 8. 1889.

[7]) Halaváts, Beiträge zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse des Komitates Torontál. Földtani Közlöny. 1891. S. 204.

bei Gorkum in 121 m Mächtigkeit durch Bohrungen aufgeschlossen [1]. Dünne Torflager wurden hier mehrfach zwischen den Sanden und Lehmen angetroffen. In den unteren Nilebenen findet man einen Komplex von fluviatilen Sanden, Lehmen und Geröll in 30—40 m Mächtigkeit, darunter folgt grobes Gerölle, bei Zagazig in 68 m Mächtigkeit erbohrt, so daß man auch hier rund 100 m Flußanschwemmungen antrifft [2]. In der Nähe von New-Orleans wurden Thon- und Sandschichten in unregelmäßiger Folge und mit vielfachen Einschaltungen von Cypressensumpfbildungen bis 183 m Tiefe erschlossen [3].

Sehr mächtige fluviatile Ablagerungen wurden in den vorderindischen Ebenen angetroffen. In der Narbaddaebene wurde unfern der Eisenbahnstation Gâdarwâra ein Bohrloch von 150 m Tiefe in die dortigen Alluvionen gesenkt, welche ausdrücklich als fluviatile bezeichnet wurden [4]. Ebenso wurde bei Kalkutta ein 176 m mächtiger Komplex von Sanden, Thonen, Kiesen mit eingelagerten Moorbildungen erbohrt [5]. 1000 km oberhalb der Gangesmündung reichten bei Lucknau die Gangesanschwemmungen nachweislich bis 287 m, mutmaßlich bis 480 m Tiefe [6]. Zu Umballa im Punjab wurden 139 m Alluvionen erbohrt [7].

Für die großen Ebenen Südamerikas mangeln noch die entsprechenden Aufschlüsse. Bohrungen in der Ebene des Paraná unfern der Hafenstadt San Nicolas zeigten bis zu einer Tiefe von 25 m dieselbe Abwechslung von Letten und Sand wie an der Oberfläche [8]. Von der Amazonasebene ist lediglich bekannt, daß

---

[1]) Lorié, Contributions à la géologie des Pays-Bas. I. Archives Teyler (2). II. 1885.

[2]) J. W. Judd, Deposits of the Nile-Delta. Proc. Roy. Soc. 1886. 240. The Nature. XXXIII. 1886/87. p 142. — J. C. Roß, Irrigation and Agriculture in Egypt. The Scott. geogr. Magaz. 1893. p. 169.

[3]) Hilgard, On the Geology of the Delta of the Mississippi. Am. Journ. (2.) 1871. p. 238. — On the Geology of Lower Louisiana. Smiths. Contrib. XXII. No. 248. 1881.

[4]) Medlicott and Blanford, A Manual of the Geology of India. I. p. 371.

[5]) W. Theobald, On the Alluvial Deposits of the Irrawady more particularly contrasted with those of the Ganges. Geolog. Mag. 1870. p. 379.

[6]) Oldham, The deep Boring at Lucknow. Records geolog. Survey. India. XXIII. 1891. p. 261.

[7]) T. Login, Memorandum on the most recent Geological Changes of the Rivers and Plains of Northern India. Quart. Journ. Geolog. Soc. XXVIII. 1872. p. 186.

[8]) S. Roth, Beobachtungen über Entstehung und Alter der Pampasformation in Argentinien. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1888. S. 375 (379).

am unteren Madeira und Purus 70 m mächtige Flußablagerungen vorkommen [1]).

Die Mächtigkeit dieser verschiedenen fluviatilen Akkumulationen ist eine sehr große; dieselben reichen in den genannten Ebenen durchweg bis unter das Meeresniveau herab, und zwar senken sie sich in der meerfernen oberrheinischen Tiefebene und jener der Theiß bis tief unter die Schwelle, welche der Rhein im Schiefergebirge, die Theiß im Banater Durchbruche nach Verlassen der Ebene zu passieren haben. Dies kann nur durch die Annahme erklärt werden, daß die tiefgelegenen Bildungen der Ebene erst allmählich durch tektonische Vorgänge unter das Niveau jener Schwellen gesenkt worden sind. Entsprechend verhält es sich mit den großen Randebenen des Po, des Nil, des Rhein, des Mississippi und des Ganges. Wenn in ihnen die fluviatilen Anschwemmungen bis einige Hundert Meter tief unter den angrenzenden Meeresspiegel herabreichen, so können sie erst nachträglich unter denselben geraten sein, was am einfachsten durch Annahme einer Senkung im Bereiche der Ebene erklärt werden kann.

Die großen, bisher in ihrem Aufbau bekannt gewordenen Ebenen der Landoberfläche erstrecken sich über Senkungsgebiete, und man kann nach der Natur des tektonischen Vorganges, welcher die Senkung bewirkte, folgende Typen von Ebenen unterscheiden:

Geosynklinalebenen, auf Geosynklinalen gelegen, wie die Mississippiebene und vielleicht auch die große Ebene des Amazonas.

Grabenebenen, gleich der oberrheinischen Tiefebene und mutmaßlich auch der Narbaddaebene, über Grabensenkungen gelegen.

Vorlands- und Rücklandsebenen, gelegen auf der Vorder- und Rückseite von Faltungsgebirgen, wie die Ganges-, Po- und Theißebene.

Abriegelungs- oder Rückstauebenen, dadurch entstanden, daß ein sich hebendes Gebiet eine bereits

[1]) Barrington Brown, On the ancient river deposits of the Amazon. Quart. Journ. geolog. Soc. XXXI. 1879. p. 763.

bestehende Abdachung unterbrach (Ebenen am mittleren Kongo?).

Alle diese fluviatilen tektonischen Ebenen zeichnen sich dadurch aus, daß Senkung und Akkumulation gleichzeitig erfolgten und letztere der ersteren Schritt zu halten vermochte, weswegen man mehrfach angenommen hat, daß die Akkumulation die Senkung verursacht habe. Die Gründe, welche für das Gegenteil sprechen, sind bereits im Schlußkapitel des ersten Bandes erörtert; ebenso ist dargelegt (vergl. Bd. I. S. 337), wie die Flüsse Senkungsfelder zuschütten können und wie letztere durch Versenken des unteren Denudationsniveaus die Wasserscheiden ringsum nach auswärts verschieben, so daß sich ihr Einzugsgebiet vergrößert.

Sind auch die großen Abdachungsebenen, wie es scheint, größtenteils auf Senkungsgebieten gelegen, so gibt es doch auch Ebenen, welche durch fluviatile Akkumulation auf stabilem Boden entstanden sind. Hierher gehören zahlreiche Ebenen im Unterlaufe der Ströme, welche das häufige Vorkommen von Küstenebenen bedingen; hierher gehören ferner die Ebenen, welche durch Zuschütten von Seen entstanden, sowie diejenigen, welche bei Herstellung des normalen Stromgefälles aufgeschüttet wurden, und die man als Ausgleichsebenen den Deltaebenen zur Seite stellen kann. Solche Ausgleichsebenen entwickeln sich namentlich dort, wo ein Fluß sein Gefälle plötzlich mindert, z. B. beim Austritte aus einem Gebirge. Sie gleichen ungemein flachen Schuttkegeln, und erscheinen in der Regel als schiefe Ebenen, weil sie aus grobem Flußgerölle aufgeschüttet wurden, welches nur bei großem Gefälle transportiert wird und bei einer geringen Gefällsminderung liegen bleibt.

Eine solche schiefe Geröllebene erstreckt sich z. B. als Wiener-Neustädter Steinfeld dort, wo die Schwarza, der Hauptquellfluß der Leitha, aus den Alpen heraustritt. Diese Ebene hat ein Gefälle von 8 ‰. Schiefe Ebenen lehnen sich an beide Abdachungen der Sierra de Guadarrama, aus deren sandigen und kiesigen Trümmern sie ausschließlich aufgebaut sind. Nunmehr bereits von Thälern durchfurcht und in eine Platte umgestaltet ist die große schiefe Ebene, die sich einst wie ein flacher Schuttkegel vor den Ausgang des Aurethales in den Pyrenäen lagerte und von welcher heute noch nach Westen, Norden und Osten hin die Gewässer ausstrahlen. Das ist die Platte von Lannemezan, welche in ihrem überaus regelmäßigen Thalfächer einen der auffälligsten

Züge im Flußnetze Europas zum Ausdrucke bringt (vergl. Bd. I. S. 260). Zahlreiche schiefe Ebenen knüpfen sich an die Entwickelung der eiszeitlichen Gletscher, vor welchen sie als Uebergangskegel angehäuft wurden. Hierher gehört z. B. die mehrfach erwähnte schiefe Ebene von München. Im allgemeinen ist das Gefälle einer schiefen Ebene um so steiler, je gröber ihre Bestandteile sind, und das muß bei der dargelegten (Bd. I. S. 279) Beziehung von Größe des Gerölles und der Geschwindigkeit eines Flusses erwartet werden. Ist doch bei gleicher Wassertiefe der Gerölldurchmesser proportional dem Gefälle.

Solange die Akkumulation eines Flusses im Bereiche der Ebene anhält, wird dieselbe weiter aufgeschüttet. Ebenen, deren Ströme auf Dämmen fließen, wachsen daher fort. Sobald sich aber die Flußthätigkeit ändert und die Flüsse ihr Bett zu vertiefen beginnen, wird die Ebene in eine Platte zerschnitten. Da es tektonische Vorgänge sind, welche die Akkumulation der Flüsse im Bereiche der tektonischen Ebenen veranlassen, so können letztere nur so lange existieren, als jene Vorgänge anhalten; wenn die Senkung aufhört, wird der Fluß beginnen einzuschneiden. Da vielfach im Laufe eines Stromes nur zeitweilig eine Akkumulation eintritt, welche bald von Erosion abgelöst wird, so sind die Ausgleichebenen nicht lange von Bestand, und in der That sind auch die meisten schiefen Ebenen bereits in Platten verwandelt. Deltaebenen an Binnengewässern vermögen sich gleichfalls nicht dauernd zu erhalten, weil in der Regel der Spiegel des Sees, in welchem sie aufgeschüttet werden, durch Einschneiden des Abflusses tiefer gelegt wird. Nur die Küstenebenen bleiben als solche bestehen, vorausgesetzt, daß keine Verschiebung des Meeresspiegels eintritt.

Die fluviatilen Aufschüttungsebenen sind nicht die einzige Form der Akkumulationsebenen; neben ihnen gibt es auch lakustre, nämlich alte trocken gelegte Seeböden, ebenso wie auch Ebenen mariner Akkumulation den Fluten entsteigen können. Solche Ebenen werden aber ursprünglich nicht die charakteristischen Abdachungsverhältnisse der Stromebenen besitzen, sind doch z. B. die Seeböden fast absolut horizontal, und sie werden von den sie durchmessenden Flüssen entweder in Platten zer-

schnitten oder überschüttet, wobei sie nachträglich die charakteristische Oberflächenabdachung erhalten. Die Gegenwart auf sie beschränkter lakustrer oder mariner Schichten dicht unter fluviatilen Aufschüttungen ist bezeichnend für dic lakustren und marinen Akkumulationsebenen.

Durch die geringe Entwickelung der Flußanschwemmungen schließen sich diese Akkumulationsebenen den Auenebenen an, wo unter den fluviatilen Ablagerungen in ganz geringer Tiefe beliebige Gesteine, wie solche auch in der Nachbarschaft der Flüssc vorkommen, angetroffen werden. Die Auenebencn bilden als Thalsohlen einen wichtigen Bestandteil der Thäler, in welchen sie gelegentlich in den Thalbecken ziemliche Breite erlangen, sonst aber in der Regel schmal sind. Während ein Beobachter auf den großen tektonischen Ebenen den Horizont allseitig von der Ebenc begrenzt sieht, ist gleiches von keiner Auenebcne bisher bekannt; den Horizont begrenzen hier meist die nicht allzuweit entfernten Thalgehänge.

Für die Hohlebenen sind bislang nur in der Chott-Region des südlichen Algier so tiefe Aufschlüsse bekannt geworden, wie für die großen Abdachungsebenen. Die Abdachungsregion jener Ebenen besitzt eine ähnliche Zusammensetzung und Entstehung wie die Abdachungsebenen, und auch hier sind die fluviatilen Akkumulationen sehr verbreitet. In ihren Zentren finden sich sowohl Ablagerungen der Sinkstoffe, als auch der gelösten Materialien, welche die Flüsse herbeiführten, also von Kalk und namentlich Gips. Entsprechend der Unsicherheit in der Begrenzung beider Regionen sind die entstehenden fluviatilen Anschwemmungen und lakustren Ausscheidungen in unregelmäßiger Weise ineinander verzahnt, und während man in der Mitte der Hohlebene vorwiegend lakustre, an lösbaren Stoffen reiche, am Rande ausschließlich fluviatile Ablagerungen antrifft, wird an der Grenze der beiden Regionen einer häufigen Wechsellagerung jener Gebilde begegnet.

Die zahlreichen Bohrlöcher, welche die französische Regierung behufs Erteufung artesischen Wassers zwischen Biskra und Touggout längs des Oued Rir stoßen ließ, gewähren einen ungemein

lehrreichen Einblick in die Schichtfolge einer Hohlebene[1]). Am Rande derselben bei Biskra finden sich vorwiegend Gerölllager mit einzelnen Mergelbänken, Gips fehlt. In der Mitte hingegen kommen Gerölle mit Sanden nur in den tieferen Horizonten vor, oben herrschen Mergel und Gips vor, aber eine bestimmte Horizontierung ist unmöglich. Man kann keine einzige Schicht über größere Strecken verfolgen; Bohrlöcher, welche nur in 15 m Entfernung geschlagen werden, liefern bereits verschiedene Schichtfolgen. Die Mächtigkeit der Ablagerungen ist dabei sehr bedeutend, selbst 151 m tiefe Löcher erreichen ihre Sohle nicht, welche mindestens 100 m unter dem Meeresspiegel liegt.

Ein weiteres charakteristisches Merkmal der Hohlebenen ist der Umstand, daß ihre Flüsse versiegen. Sie beschränken sich auf die relativ trockenen Teile des Landes, und es treten in ihnen alle die Erscheinungen auf, welche die Trockengebiete auszeichnen. Ist bereits in ihren Abdachungsregionen die Bodenbekleidung eine spärliche und häufig auf eine Grasdecke beschränkt, so sind ihre zentraleren Partieen, sofern sie trocken liegen, nicht selten fast gänzlich vegetationslos, was häufig auch von der Umgebung ihrer Seen gilt. Sand und Schlamm ihrer versiegenden Flüsse werden ein Spiel des Windes; ersterer wird zu Dünen zusammengeweht, letzterer als Staub verschleppt und über die Grasfluren der Abdachungsregion als Löß gebreitet. So gesellen sich zu den fluviatilen und lakustren Bildungen der Hohlebenen gewöhnlich noch äolische, welche aber den Oberflächencharakter der Ebene, wie bereits erwähnt, beeinträchtigen.

Die Entstehung der Wellungsebenen ist an jene verschiedenen Vorgänge geknüpft, durch welche Unebenheiten entfernt, abgetragen oder abradiert werden, ohne daß dabei zugleich große Abdachungen entstehen. Wird das Land bis auf sein unteres Denudationsniveau abgetragen, so können nach Bd. I. S. 363 flache, ungemein sanftwellige Ebenen entstehen. Manche küstennahgelegene Ebenen, welche überdies aus leicht beweglichem, homogenem Materiale aufgebaut sind, wie z. B. die Landes, mögen solche bis auf ihr unteres Denudationsniveau abgetragene Land-

[1]) Georges Rolland, Géologie du Sahara algérien. Paris 1890. p. 110, 116. Taf. XX, XXI.

schaften sein. Auch die Brandung vermag einen wenn auch wahrscheinlich nie sehr breit werdenden Streifen Landes fast vollkommen einzuebnen; ihr wird von einigen Autoren die Entstehung der östlichen Küstenebenen Nordamerikas zugeschrieben, während andere dieselben als Endprodukt der Denudation ansehen. Flachländer, deren Flüsse anhäufen, also ihre Betten verschütten, und zugleich seitlich erodieren, während die Rücken zugleich stark abgespült werden, erfahren eine Einebnung durch Akkumulation, Erosion und Denudation. Beide reichten sich bei der Bildung des westlichen norddeutschen Flachlandes die Hand; die Thäler wurden durch die Schmelzwässer der nordischen Vereisung verschüttet, während die Moränenrücken abgespült wurden. Endlich können durch fortgesetzte äolische Umlagerung echte Abdachungsebenen in Wellungsebenen verwandelt werden, wie dies z. B. bei den Pampas der Fall ist. In denselben versiegen viele Flüsse der Kordilleren sowohl wegen der Trockenheit des Klimas, als auch wegen der Porosität des Lößbodens in einzelnen Sümpfen, Bañadas genannt, die gelegentlich Seen bergen. Der an den Ufern der letzteren ausgeworfene Sand wird zu den Médanos (Dünen) zusammengeweht. Die häufig trocken daliegenden Flußbetten (Arroyos) werden durch herbeigewehte Staubmassen gelegentlich in einzelne Wannen zerlegt, die dann zur Entstehung von Lagunen Veranlassung geben[1]. Auch die Barabàsteppe dankt ihre teilweise von Seen eingenommenen Wellungen wahrscheinlich Windwirkungen (vergl. S. 45).

4. Geschichtliches.

Die Bildung der Ebenen hat bereits frühzeitig die Aufmerksamkeit erregt. A. Kircher[2] widmete denselben einen eigenen Abschnitt seines bekannten Werkes und deutete sie bereits als Akkumulationsgebilde. Viel ist ferner im vorigen Jahrhundert

---

[1] Santiago Roth, Beobachtungen über Entstehung und Alter der Pampasformation in Argentinien. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1888. S. 375.

[2] Mundus subterraneus. Amsterodami 1678. Lib. II. Cap. XII. App.

über das Anwachsen, namentlich der Küstenebenen, geschrieben worden. Aber die neuere Litteratur über die Ebenen ist spärlicher als die über andere Oberflächenformen. Erwähnen doch viele Lehrbücher der physikalischen Geographie, so z. B. die von B. Studer, von Hann, v. Hochstetter und Pokorny, von Supan u. a. der Ebenen gar nicht, während andere Werke der Ebenen nur ganz beiläufig gedenken; es führen z. B. C. F. Naumann, Klöden und v. Sonklar die Ebenen lediglich wegen des Gegensatzes zum Berglande an. Die ausführlichen Darlegungen von Reclus [1]) jedoch beschäftigen sich nicht allein mit den Ebenen, sondern, wie schon die von Kircher, zugleich mit den Steppen und Wüsten, also nicht bloß mit Gelände-, sondern auch mit Vegetationsformen. Dagegen faßt v. Richthofen im Führer für Forschungsreisende die Ebenen im engeren Sinne des Wortes mit den deutlich gegliederten Flachländern zu den Flachböden zusammen, denen er eine ausführlichere Betrachtung widmet.

Im allgemeinen ist man gern geneigt, die Ebenen als zugeschüttete Seen oder Meeresteile oder auch als gehobenen Meeresgrund zu betrachten, was in der That auch in manchen Fällen das Richtige ist, aber für die großen fluviatilen Aufschüttungsebenen nicht gilt. Die subaërile Aufschüttung von Ebenen, durch welche ganze geologische Formationen entstehen, würdigte Georges Greenwood [2]) im Gegensatze zu Charles Lyell, welcher einmal geäußert hat, daß auf dem trockenen Lande überhaupt keine Sedimente entstünden [3]), und später Wynne [4]); die für die Bildung derselben wichtige Thatsache, daß ein Fluß auf sinkendem Boden sein Bett und seine Aue erhöht, so daß die Mächtigkeit seiner Anschwemmungen so lange wächst, als die Senkung dauert, hat, wie es scheint, James Dana [5]) zuerst beachtet.

Archibald Geikie [6]) stellt allgemein die Ebenen als Stromaufschüttungen hin, ohne jedoch die zugleich erfolgenden Senkungsvorgänge zu würdigen. Ebenso schildern W. T. Blanford und Medlicott [7]) die indischen Ebenen als fluviatile Akkumulationen. Die Gleichzeitigkeit von Akkumulation und Senkung bei der Entstehung von Ebenen ist namentlich von jenen Autoren beobachtet worden, welche eine genetische Beziehung zwischen beiden Vorgängen annehmen. Systematisch sind von den Akkumulationsebenen nur die der Deltas behandelt worden, auf welche noch zurückgekommen werden soll. Die Entstehung der

---

[1]) La Terre. Deux. partie. Chap. II.

[2]) Rain and Rivers. London 1857. p. 5 und 161.

[3]) Principles of Geology. 9. Aufl. 1853. p. 188.

[4]) Notes on some Physical Features of the Land formed by Denudation. Journ. R. Soc. Ireland. I. 1864/67. p. 256.

[5]) Manual of Geology. 2nd ed. 1875. p. 650.

[6]) Text-book of Geology. 2nd ed. 1885. p. 942.

[7]) A Manual of the Geology of India. I. p. 371.

Auenebenen durch seitliche Erosion nannte K. G. Gilbert[1]) Planation, welchen Vorgang er eingehend untersuchte. Mit der Bildung von Hohlebenen, nämlich der Salzsteppen Zentralasiens, befaßte sich F. v. Richthofen[2]) gelegentlich der Erörterung der Lößbildung, sowie auch W. T. Blanford[3]).

Den Begriff der Wellungsebene formulierte zuerst W. M. Davis[4]), welcher eine Oberfläche mit so geringen Wellungen, daß sie fast einer Ebene gleicht, Peneplain nannte. Die Bildung von Ebenen durch die Brandung, der Plains of marine denudation, hat A. C. Ramsay[5]) zuerst erörtert; F. v. Richthofen[6]) ist gleichfalls zu dieser Anschauung gelangt und hat dieselbe weiter ausgebaut. Das Wort Abrasion lediglich zur Bezeichnung der Einebnung durch Brandung verwendend, nannte er die also entstandenen Flächen Abrasionsflächen. Die Entstehung von Ebenen durch Abtragung bis zum unteren Denudationsniveau haben namentlich amerikanische Geologen vertreten und den Vorgang base-levelling genannt. Letzterem schreibt W. M. Davis die Bildung der Peneplains zu.

Die Arbeit von Rob. Hay[7]) betrifft ausschließlich die große Platte westlich des Mississippi.

5. Das Vorkommen von Ebenenbildungen in älteren geologischen Systemen.

Die Aufschüttungsebenen gehören zu den wenigen Formen der Erdoberfläche, bei welchen sich eine bestimmte Oberflächenform mit einer bestimmten geologischen Formation ursächlich verbindet, und zwar dermaßen, daß jede Schichtfläche der letzteren eine frühere Landoberfläche war. Es nehmen nach einer geringen Schätzung die Stromanschwemmungen 5 % der Landoberfläche ein. Sie bilden daher nicht bloß ihrer Mächtigkeit, sondern auch der Fläche nach einen nicht zu unterschätzenden

[1]) Rep. on the Geology of the Henry Mountains. 1877. p. 126.

[2]) China. I. Berlin 1877. S. 85.

[3]) On the nature and probable origin of the superficial deposits in the valleys and deserts of central Persia. Quart. Journ. Geolog. Soc. XXIX. 1873. p. 493.

[4]) Am. Journ. (3.) XXXVII. 1889. p. 430. — Proc. Bost. Soc. Nat. Hist. XXIV. 1889. p. 373.

[5]) Rep. British Assoc. 1847. Transact. Sect. p. 66.

[6]) Führer für Forschungsreisende. 1886. p. 356.

[7]) A contribution to the geology of the great plains. Bull. U. S. Geolog. Soc. III. 1892. p. 519.

Bruchteil der gegenwärtig entstehenden Bildungen, und zwar denjenigen, welcher vergleichsweise am raschesten wächst. Entstanden doch die hundert und mehr Meter Mächtigkeit messenden Aufschüttungen der Po-, Rhein- und Theißebene in der letzten geologischen Epoche. Es darf daher gemutmaßt werden, daß auch in der älteren geologischen Schichtfolge Bildungen auftreten, welche den heutigen Formationen der Akkumulationsebenen genetisch entsprechen.

Fast in allen geologischen Systemen gibt es Ablagerungen, welche sich durch das mehr oder weniger grobe Korn ihrer klastischen Gesteine, durch äußerst schwankende, gelegentlich ungemein stattliche Mächtigkeit bei oft nur örtlichem Auftreten, in der Regel durch das Fehlen von Versteinerungen, sowie durch das Auftreten von Kohle meist in kleinen Schmitzen, die nur in manchen Ablagerungen zu stattlichen Flözen anschwellen, auszeichnen. Die Farbe dieser Formationen ist in der überwiegenden Zahl der Vorkommnisse rot; ihre Schichtflächen zeigen verschiedene Eigentümlichkeiten. Man sieht auf denselben nicht bloß jene Wellungsrippen (ripplemarks), die sowohl am Boden seichter stehender und fließender Gewässer, als auch auf Dünen vorkommen, sondern namentlich auch Eindrücke aller Art, z. B. Fährten von Tieren, Spuren von Regentropfen, ferner Risse, welche den Sonnenrissen (suncracks)[1]) gegenwärtiger Ablagerungen entsprechen, sowie endlich Eindrücke von Kochsalzwürfeln. Alle diese Eindrücke sind abgegossen durch die hangende Schicht, welche die Fährten, Regentropfensspuren, Salzwürfel, sowie die Sonnenrisse en relief, die letzteren als Netzleisten, hervortreten läßt. Derartige Eindrücke entstehen auf nacktem, feuchtem Boden, welcher austrocknet, von Platzregen benetzt und von Tieren überschritten wird. Sie sind charakteristische Erscheinungen für eine eben vom Wasser verlassene Landoberfläche, sie finden sich am Strande des Meeres ebenso wie im Ueberschwemmungsgebiete von Flüssen und an den Ufern von Binnenseen. Damit aber derartige Eindrücke von der hangenden Schicht ausgegossen und abgedrückt werden können, muß die Schicht, in welcher sie eingeprägt sind, einen gewissen Grad von Verfestigung erhalten haben, bevor sie von der hangenden bedeckt wurde. Es muß die liegende Schicht eine gewisse Zeit lang ausgetrocknet worden sein, also an der Landoberfläche gelegen haben, bevor die hangende zur Ablagerung gelangte. Dazu ist an den Küsten des Meeres relativ weniger Gelegenheit gegeben, als im Ueberschwemmungsgebiete der Flüsse

---

[1]) Vergl. die Abbildung bei G. K. Gilbert, Report on the Geology of the Henry Mountains. 1877. p. 9.

und Seen; denn wenn auch, wie Lyell[1]) anschaulich schilderte, die breiten Schlammflächen im Einschlage der Fundybay die verschiedensten Eindrücke während der Ebbe erhalten, so werden dieselben doch schon nach wenigen Stunden wieder durch die Flut bedeckt, welche sie verwischt, da das Material, in welchem sie eingedrückt sind, noch nicht trocken und fest werden konnte. Anders in den Ueberschwemmungsgebieten der Flüsse und Seen: hier liegt der Erdboden wochen- und monatelang trocken und erlangt eine bedeutende Festigkeit, bevor er wieder überflutet wird.

An der Zusammensetzung dieser Formationen beteiligen sich vornehmlich Konglomerate, Sandsteine und thonige Gesteine. Die Konglomerate erlangen namentlich an den Grenzen der Ablagerung eine auffällige Größe ihrer Gerölle, die oft nur wenig abgerollt sind, hie und da eckig, gelegentlich wie vom Winde bearbeitet erscheinen. In ihnen hat man an mehreren Stellen auch gekritzte und geschrammte Geschiebe gefunden. Ihre Schichtung ist ursprünglich in der Regel söhlig, und zwar auf große Entfernungen hin. Diese Thatsache verdient insofern Beachtung, weil nur Flüsse Geröllmassen über große flach geneigte Strecken auszubreiten vermögen. Alle Gerölle, die in einem Binnensee oder im Meere außerhalb des schmalen Ufersaumes zur Ablagerung kommen, weisen schräge Schichtung auf, und das Auftreten ausgedehnter, ursprünglich nahezu horizontal geschichteter Konglomerate innerhalb jener Formationen erweist jedesmal deren subaërilen Ursprung, ebenso wie dies die Geröllager in den Anschwemmungen der Ebenen thun.

Die Sandsteine der in Rede stehenden Ablagerungen zeigen diskordante Parallelstruktur oder Diagonalschichtung. Sie sind vielfach auch mit der gesamten Formation rot gefärbt, gleich den Verwitterungsgebilden der Länder niederer und mittlerer Breiten. Dadurch unterscheiden sie sich von den Sanden des heutigen Strandes. Diese sind auf der ganzen Erde mit wenigen Ausnahmen weiß wegen der fortwährenden Abrollung, die sie an den Küsten erfahren. Nicht selten trifft man in ihnen sogenannte Thongallen, welche sich am ungezwungensten als kleine Thongerölle deuten lassen, und welche andeuten, daß nahe bei der Ablagerung von Sanden die Zerstörung von Thonlagern erfolgte, und in der That finden sich auch lokale Diskordanzen in den in Rede stehenden Bildungen. Alle diese Dinge trifft man vielfach auch in den Ablagerungen der Ueberschwemmungsgebiete der Flüsse. Inmitten von Sandstein- und Mergelschichten kommen gelegentlich Konglomeratbänke vor, welche anzeigen, daß die Sand- und Mergelablagerung durch Geröllbildungen unterbrochen wurde. Ein solcher Vorgang ist nur an der Landoberfläche möglich; es ist nicht zu verstehen, wie am Boden eines Sees oder eines seichten Meeres, auf

---

[1]) On recent and fossil rains. Quart. Journ. Geolog. Soc. VII. 1851. p. 239.

welchem sich Sande oder Mergel ablagern, mit einemmale Gerölle verbreitet werden können; denn der Transport derselben setzt ein bewegendes Medium voraus, das einem stehenden Gewässer fehlt. Dagegen bedarf es lediglich der Verlegung im Laufe eines aufschüttenden Stromes, daß dieser über die von ihm bei Hochwasser abgelagerten Auenlehme seine groben Gerölle breitet. In manchen hierher gehörigen Sandsteinen finden sich Gerölle mit Sandschliffen [1]), in anderen sind die Sandkörnchen so gut gerundet, wie in Dünen [2]), was beides gleich den horizontal geschichteten Konglomeratbänken einen subaërischen Ursprung erweist.

In gleiche Richtung deuten charakteristisch struierte Partieen in manchen Sandsteinen, welche als Wohnstätten von Tieren angesehen werden. Führt zwar John Smith [3]) eigentümliche U-förmige Röhren in schottischen Sandsteinen auf Meeresbewohner zurück, so gilt dies doch nicht jenen Gebilden, welche Barbour [4]) als Daimonelix aus miocänen Sandsteinen Nebraskas beschrieben hat. Theod. Fuchs [5]) erkannte in denselben die Ausgüsse der spiraligen Gänge von Geomys, einer heute noch in Nordamerika lebenden Erdmaus, also eines Landtieres, und schließt mit Recht auf die kontinentale Entstehung des betreffenden Sandsteines. Auch die Kohlenschmitzen und Kohlenflöze in den fraglichen Formationen deuten auf kontinentale Entstehung. Sie können am ehesten den Torfeinlagerungen in manchen Ebenenformationen an die Seite gestellt werden. Mögen manche dieser Lager durch Zusammenschwemmung entstanden sein, so sind doch viele aufgebaut von Resten einer Vegetation, die an Ort und Stelle wuchs. Dies geht aus den Wurzelschichten unter manchen Kohlenflözen, sowie aus den Lagen mit aufrechtstehenden Baumstrünken hervor, welche vielfach aus der produktiven Kohlenformation beschrieben sind, aber auch sonst, z. B. in der Karrooformation, nicht fehlen [6]).

Werden die Kohlenvorkommnisse in manchen der in Rede stehenden Formationen derart mächtig und häufig, daß man diese als Kohlenformationen bezeichnet, so zeichnen sich andere hierher

---

[1]) Rupert Jones, Sand worn pebbles in the Upper Turnbridge Wells Sandstone of the Weald. Geolog. Mag. (2). V. p. 287.

[2]) Arthur Philipps, On the Constitution and History of Sandstones and Grits. Quart. Journ. Geolog. Soc. XXXVII. 1881. p. 6.

[3]) Peculiar U shaped tubes in Sandstone. Trans. Geolog. Soc. Glasgow. IX. 1891. p. 289.

[4]) A New Order of Gigantic Fossils. University Studies. Lincoln, Nebraska. I. 1892. p. 301.

[5]) Ueber die Natur von Daimonelix. Ann. d. naturh. Hofmuseum. Wien. 1893. S. 9.

[6]) H. G. Seeley, Researches on the structure, organisation and classification of the fossil reptilia. VII. Phil. Trans. CLXXXIII. 1892. B. p. 311.

gehörige Ablagerungen durch einen außergewöhnlichen Reichtum an Salz aus, dessen Spuren als Abgüsse von Kochsalzwürfeln ungemein weit verbreitet sind, und welches hie und da zu außerordentlich mächtigen, in der Regel isolierten Lagern anschwillt. Die Entstehung dieser Lager kann man nur unter der Voraussetzung erklären, daß ihre Umgebung zum festen Lande gehörte; denn ihr Salz kann nur durch Auskrystallisierung aus einer stark konzentrierten Sole in einer isolierten landumschlossenen Pfanne erklärt werden. Solche Pfannen finden sich gegenwärtig in den Lagunen trockener Küsten, sowie namentlich auch im Innern der Festländer. Im ersteren Falle sind sie seicht und ermöglichen nur die Bildung dünner Krusten, im letzteren tief (Totes Meer) und lassen die Ausscheidung mächtiger Salzlager zu, deren Entstehung daher keineswegs an die Nähe des Meeres gebunden zu sein braucht, vielmehr auch in allen Binnengebieten möglich ist und unter allen Umständen eine Umgebung von Landflächen, sowie ein trockenes Klima voraussetzt.

In vielen hierher gehörigen Ablagerungen treten ausgedehnte Decken vulkanischer Gesteine auf, welche große Ergußmassen darstellen. Dieselben schalten sich regelmäßig zwischen die hangenden und liegenden Schichten ein, und ihre Grenzflächen zeigen nicht jenen Uebergang in Schlacken- und Tuffschichten, welche submarine und andere subaquatische Ergüsse begleiten, so daß man auf ihren Erguß über eine Landoberfläche geschlossen hat[1].

Von den in Rede stehenden Formationen sind die ältesten vollkommen frei von Fossilien, die jüngeren arm an solchen. Pflanzenreste spielen in den meisten die hervorragendste Rolle; ganze Fieder und Wedel sowie zarte Blätter sind nicht selten deutlich erhalten, was unvereinbar mit der Annahme weiter Verschleppung ist und direkt auf das Vorhandensein dicht benachbarter Landflächen weist. Die jüngeren hierher gehörigen Ablagerungen, wie z. B. die Karrooformation, die Wealden- und jüngeren Laramieschichten sind die Fundstellen zahlreicher Reste großer Landbewohner, welche oft riesenhafte Dimensionen annehmen, und großer Ländereien als Weidegebiet benötigten.

Meist auf bestimmte Lagen beschränkt ist das Auftreten von Fischen, welches unzweifelhaft macht, daß gewisse Glieder der fraglichen Formationen Absätze aus dem Wasser sind. Damit ist aber noch nicht ihr mariner Ursprung erwiesen; denn die beiden Unterklassen der Dipnoer und Ganoiden[2], welche in jenen Ablagerungen herrschen, haben gegenwärtig ihre Repräsentanten nur unter den Süßwasserfischen, und wenn auch die fossilen Reste mancher Arten zugleich mit solchen von Meeresbewohnern auftreten, so folgert doch noch keineswegs daraus, daß alle die zahl-

[1]) Judd. The Secondary Rocks of Scotland II. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XXX. 1874. p. 220 (225).

[2]) Vergl. Zittel, Handbuch der Paläontologie. III. S. 130, 142.

reichen Gattungen und Arten jener beiden Unterklassen als marine Formen zu betrachten sind. Das Auftreten von Süßwasserfischen in Ablagerungen, die im wesentlichen ebenso wie die Anschwemmungen in den großen tektonischen Ebenen entstanden sind, ist aber eine notwendige Konsequenz ihrer Bildungsweise unter Mitwirkung des fließenden Wassers; denn in allen natürlichen fluviatilen Aufschüttungsebenen sind Stromseen vorhanden, in welchen lakustre Sedimente entstehen, die also auch zwischen den alten fluviatilen Aufschüttungen nicht fehlen werden.

In einigen der fraglichen Formationen kommen in bestimmten Niveaus marine Einlagerungen vor. Es darf aus denselben nicht auf den marinen Ursprung der gesamten Ablagerung geschlossen werden, da sie nur bestimmte Einschaltungen in denselben bilden. Solche marine Bänke fügen sich auch zwischen die heutigen fluviatilen Aufschüttungen dort ein, wo dieselben nahe dem Meere zur Ablagerung kamen. So treten in Venedig in den Anschwemmungen der Poebene, sowie in Holland in jenen der Rheinebene marine Horizonte auf, welche einer zeitweiligen Transgression entsprechen. Derartige Einschaltungen sind charakteristisch für die Anschwemmungen alter Küstenebenen, und sie gewähren das einzige Mittel zur sicheren Bestimmung des geologischen Alters jener Formationen, über welches sonst ziemlich große Verschiedenheit der Ansichten herrscht [1]).

Man trifft Ablagerungen, welche die besprochenen Merkmale aufweisen, bereits in den ältesten geologischen Systemen. Manche der präkambrischen Ablagerungen Schwedens, wie z. B. der rote Dalasandstein Schwedens, sowie die auf das Vetterngebiet beschränkte Visingsögruppe mit ihrem Riesenkonglomerate [2]) sind hierher zu rechnen. Vielleicht gehört hierher auch das Gaisasystem Nordnorwegens mit seinen gekritzten Geschieben [3]). Die roten kambrischen Gesteine von Südwales mit ihren Wellenfurchen, Sonnenrissen, Regentropfenspuren und ihrer auf 7600 m anschwellenden Mächtigkeit dürften gleichfalls hierher zu stellen sein, und zwar als Ablagerungen einer alten Küstenebene, da sie bei St. Davids eine marine kambrische Fauna bergen. Auch die mehr als 1000 m mächtigen rotbraunen Sandsteine und Konglomerate Nordwestschottlands mit ihrer rundhöckerigen Unterlage und riesigen eckigen Blöcken sind hier zu erwähnen [4]). Der alte rote Sand-

---

[1]) W. T. Blanford, Presidential Address to Section C. Report Brit. Assoc. Montreal 1884. p. 691.

[2]) Vergl. Nathorst, Jordens historia. p. 590, 514.

[3]) Vergl. Reusch, Skuringsmärker og moränegrus eftervist i Finmarken fra en periode meget äldre end istiden. Norges geologiske Undersögelse. Aarbog 1891.

[4]) Robert Etheridge, Pres. Address. Quart. Journ. Geol. Soc. XXXVII. 1881. Proceed. p. 41. — Arch. Geikie, A fragment of primeval Europe. The Nature. 1880. XXII. p. 400.

stein Großbritanniens ist ein ausgezeichnetes Beispiel dieser Formationen [1]). Er tritt in drei Gebieten auf, Mächtigkeiten von 3000—6000 m erlangend. Er birgt im allgemeinen nur Reste von Ganoiden (vergl. oben) und Landpflanzen, sowie an zwei Stellen marine Einschaltungen, die eine obersilurischen, die andere karbonischen Alters, woraus erhellt, daß der „Alte Rote“ ein Aequivalent des marinen Obersilurs, des ganzen Devons und des Unterkarbons ist. Er wurde bereits von Godwin-Austen [2]) und später gleich den kambrischen Schichten von Wales von A. C. Ramsay [3]) für eine Süßwasserablagerung erklärt und gilt meist als Ablagerung aus einem oder mehreren Becken. Die gesamte produktive Kohlenformation mit ihren Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln sowie ihren zahlreichen, oft auf Wurzelschichten ruhenden Kohlenflözen [4]), sowie ihrer erstaunlichen, stellenweise auf mehrere Tausend Meter anwachsenden Mächtigkeit gilt jetzt gleichfalls ziemlich allgemein als eine terrestre Ablagerung, welche entweder am Rande des Meeres (paralisch), also in Küstenebenen, oder im Innern des Landes entstand, weswegen sie aber dann noch nicht als limnische Bildung zu gelten braucht [5]); vielmehr erinnert sie, wie Lyell ausführte, eher an Ablagerungen in Stromebenen [6]). Das Rotliegende, welches sich in Mitteleuropa über das produktive Karbon lagert und bei Saarbrücken bis auf 5000 m Mächtigkeit anschwillt [7]), erweist sich durch Zusammensetzung und Fossilinhalt als ein weiterer Typus alter fluviatiler Anschwemmungen. Im Kaplande und in Australien folgt auf das produktive Karbon mit seiner charakteristischen Flora ein ungemein mächtiger Schichtkomplex, welcher sich durch eine neue Flora, die der Glossopteris, auszeichnet und am Kap Karrooformation genannt wurde. Jene Flora kehrt in Vorderindien im Gondwanasysteme wieder. Auf die großen Aehnlichkeiten dieser drei Formationen hat W. T. Blan-

---

[1]) Arch. Geikie, Trans. R. Soc. Edinb. XXVIII. 1879. Text-book of Geology. 1885. p. 706.

[2]) On the Possible Extension of the Coal-Measures beneath the South Eastern Part of England. Quart. Journ. Geolog. Soc. XII. 1856. p. 38 (51).

[3]) On the red rocks of England of older date than the Trias. Quart. Journ. Geolog. Soc. XXVII. 1871. p. 241.

[4]) J. William Dawson, Acadian Geology. London 1868. p. 132.

[5]) Neumayr, Erdgeschichte. II. S. 170, 183. Vergl. auch Toula, Die Steinkohlen. Schriften d. Vereins zur Verbreitung naturw. Kenntnisse. Wien. XXVIII. 1887/88. S. 485 (628).

[6]) Geologie. Deutsch von Cotta. II. S. 154.

[7]) Penck, Das Deutsche Reich. 1887. S. 230. — Vergl. auch Benecke und van Wervecke, Ueber das Rotliegende der Vogesen. Mitteil. geolog. Landesanstalt v. Elsaß-Lothringen. III. 1890.

ford[1]) hingewiesen und dieselben direkt als Süßwasser- oder subaërische Bildungen hingestellt. Im Vereine mit Meldicott hat er eine ausgezeichnete Schilderung der vorderindischen Vorkommnisse entworfen[2]) und deren fluviatilen Ursprung begründet; wenn beide Autoren verschiedener Meinung sind hinsichtlich der Frage, ob die Gondwanaschichten von vornherein auf die Becken beschränkt waren, in welchen sie heute vorkommen, oder ob sie lediglich in denselben erhalten worden sind, indem sie randlich bald transgredieren, bald an Verwerfungen abstoßen, so kann letzteres erklärt werden durch die Annahme, daß sie während ihrer Ablagerung einsanken. Sowohl an der Basis der Gondwana- als auch unter den Karrooschichten und in den australischen Ablagerungen hat man gekritzte Geschiebe gefunden[3]). Das gesamte englische Triassystem, der neue rote Sandstein, ist analog dem alten roten Sandstein ausgebildet und zeigt fast alle der oben aufgezählten Eigentümlichkeiten. A. C. Ramsay[4]) hat aus denselben gefolgert, daß die englische Trias in Binnenseen, und zwar zum Teil in Salzseen, abgelagert worden ist, während Bonney[5]) namentlich aus dem Auftreten von Geröllbänken auf einen fluviatilen Ursprung schließt und den neuen roten Sandstein für die Akkumulation von Binnenflüssen hält. Aus dem Vorkommen sehr wohl gerundeter Quarzkörner schließt ferner Arth. Philipps[6]), daß zur Triasperiode Wüsten mit Flugsand in England existierten. Die deutsche Trias unterscheidet sich von der englischen im wesentlichen nur durch die Einschaltung des Muschelkalkes mit einer allerdings armen marinen Fauna; der Buntsandstein und Keuper sind Bildungen vom Typus des englischen neuen roten Sandsteines. Der Buntsandstein zeigt auf seinen Schichtflächen alle die oben aufgeführten Eigentümlichkeiten, namentlich die Salzwürfelabgüsse und Netzleisten[7]). Chirotheriumfährten kommen in den verschiedensten Horizonten vor[8]), Pflanzenreste sind nicht selten. Dasselbe gilt vom süddeutschen Keuper. Auch er birgt an verschiedenen Stellen aus-

---

[1]) A. a. O. Rep. Brit. Assoc. 1884. p. 691.

[2]) A Manual of the Geology of India. I. p. 98.

[3]) W. T. Blanford, On additional Evidence of the Occurence of Glacial Conditions in the Palaeozoic Era. Quart. Journ. Geolog. Soc. XLII. 1886. p 249.

[4]) On the Phys. Relation of the New-Red-Marl, Rhaetic Bed and Lower Lias. Quart. Journ. Geolog. Soc. XXVII. 1871. p. 189.

[5]) Address Geolog. Sect. Brit. Assoc. Birmingham 1886. p. 601. Vergl. auch Geolog. Mag. (3). VII. 1890. p. 52.

[6]) On the Constitution and History of Sandstones and Grits. Ebenda. XXXVII. 1881. p. 6.

[7]) Uebersichtlich zusammengestellt in Leonhard-Hoernes, Grundzüge der Geognosie und Geologie. Leipzig 1885. S. 621.

[8]) W. Frantzen, Ueber Chirotherium-Sandsteine etc. Jahrb. Preuß. geolog. Landesanstalt. 1883. S. 347.

gezeichnet erhaltene Pflanzenreste, welche unmöglich weit transportiert worden sein können. Fährten von Landbewohnern kommen auf seinen Schichtflächen vor [1]; man führt dieselben auf Stegocephalen zurück [2], welche Land- oder Süßwasserbewohner waren [3] und von welchen zahlreiche Skelettreste aus dem Buntsandstein und Keuper vorliegen. Hie und da wurden auch Insektenreste gefunden, von Wasserbewohnern ebenso wie in den indischen Gondwanabildungen Ceratodusarten und Estherien, welch letztere nach Rup. Jones [4] gleich den rezenten Phyllopoden Süß- oder Brackwasserbewohner waren, so wie es der heutige Ceratodus Forsteri auch ist [5]. Neben diesen zahlreichen Thatsachen, welche nur durch große Landnähe bei Ablagerung des Buntsandsteines und Keupers erklärt werden können, gibt es nun auch Funde von Zweischalern und Schnecken, die zu marinen Gattungen gestellt werden, deren Erhaltungszustand freilich häufig ein recht ungenügender ist, so daß vom Leitfossile des mittleren Buntsandsteines, der Gervillia Murchisoni Gein, weder das Schloß noch das Innere der Schale bekannt ist [6], also eine strenge Genusbestimmung eigentlich nicht möglich ist. In ihrem Habitus schließen sich diese Reste an solche aus dem Zechsteine und Muschelkalk an, deren Fauna als eine verarmte angesehen wird, wie solche ganz oder größtenteils abgeschlossene Meeresteile charakterisiert [7]. Die Reste dieser Salz- oder Brackwasserbewohner werden gleich den Gips- und Salzlagern im deutschen Buntsandsteine in der Richtung gegen Norden und Osten häufiger und zugleich werden die Pflanzenreste sowie grobkörnige Ablagerungen seltener [8]. Aehnliches vollzieht sich im Keuper [9].

Man übersieht alle die Funde von Landpflanzen und Landtieren sowie die Eigentümlichkeiten auf den Schichtflächen, wenn man auf Grund der sehr spärlichen und keineswegs immer gut

---

[1]) Beyschlag, Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. XXXV. 1883. S. 870.

[2]) Zittel, Handbuch der Paläontologie. III. S. 409.

[3]) Ebenda. S. 369.

[4]) On fossil Estheriae and their distribution. Quart. Journ. Geolog. Soc. XIX. 1863. p. 87.

[5]) A. Günther, Description of Ceratodus. Phil. Trans. LX. 1871. p. 511.

[6]) Th. Ebert, Ueber die Art des Vorkommens und die Verbreitung von Gervillia Murchisoni Gein. im mittleren Buntsandsteine. Jahrb. d. preuß. geolog. Landesanstalt. 1888. S. 237.

[7]) Neumayr, Erdgeschichte. II. S. 211, 223.

[8]) Proescholdt, Ueber die Gliederung des Buntsandsteins am Westrand des Thüringer Waldes. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. XXXIX. 1887. S. 343 (358).

[9]) Thürach, Uebersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Vergleiche zu den benachbarten Gegenden. Geognost. Jahreshefte. I. 1888. S. 75 (82).

erhaltenen Reste mariner Muscheln den gesamten Buntsandstein und Keuper Deutschlands als marine Ablagerung erklärt. Sucht man unter den gegenwärtig erfolgenden Ablagerungen nach Seitenstücken zu ihnen, so wird man dieselben in den Ebenen nördlich des Kaspisees oder südlich des Aralsees finden, wo die Flüsse Wolga bezw. Amu Darja fluviatile Schichten ablagern, wo in den Salzseen des Gouvernements Astrachan Steinsalzlager entstehen, und außerdem äolische Umlagerungen stattfinden, auf deren Bedeutung für die Entstehung des Buntsandsteines J. G. Bornemann[1]) hingewiesen hat. Schwillt der Kaspi- bezw. Aralsee um einige Meter an, was sich bei Binnenseen aus klimatischen Gründen leicht ereignet, so breitet er über alle diese Gebilde eine brackische Schicht, und ist dies, wie wohl als wahrscheinlich anzunehmen, früher bereits geschehen, so werden brackische Ablagerungen mitten in fluviatilen und äolischen erscheinen. Darnach hätte man den deutschen Buntsandstein und Keuper als die Ablagerungen in der Abdachungsregion einer alten Hohlebene aufzufassen, in deren Mitte Salzseen mit Ueberbleibseln einer marinen Fauna existierten. Wenn man nun überdies annimmt, daß der Zechstein und Muschelkalk in ganz oder größtenteils abgeschlossenen Meeresteilen abgelagert wurden, so hat man in ganz Mittel- und Westeuropa für die gesamte Dyas- und Triasperiode auf kontinentale Zustände, so wie sie heute in der kaspischen Region herrschen, zu folgern, und es ergibt sich gegenüber Vorderindien und dem Kaplande nur der Unterschied, daß in den beiden letzteren zwischen Karbon- und Juraperiode ausschließlich Abdachungsebenen herrschten, während in Mitteleuropa Hohlebenen mit Binnenseen zur Entwickelung kamen. Gleichzeitig wie in Indien und dem Kaplande herrschten in Nordamerika ähnliche Zustände; am Atlantik ist das der marinen Versteinerungen entbehrende Newarksystem als eine Folge von Sandsteinen und eingeschalten Trappdecken, als zeitliches Aequivalent der jüngeren Gondwanaschichten in großer Mächtigkeit entwickelt. Nach J. Dana[2]) sind diese Ablagerungen keine Strandbildungen, sondern entstanden in Aestuaren oder Süßwasserseen unter Mitwirkung von Flüssen. Das Material dieser namentlich im Connecticutthale entwickelten Formation[3]) entspricht den Verwitterungsgebilden der Nachbarschaft[4]). Aehnliche permotriasische Schichten ohne marine Versteinerungen finden sich auf dem Coloradoplateau[5]).

---

[1]) Ueber den Buntsandstein in Deutschland. Jena 1889.

[2]) Manual of Geology. 2. Aufl. New-York. p. 420.

[3]) Vergl. W. M. Davis and Ward Loper, Two Belts of fossiliferous blackshales in the Triassic formation of Connecticut. Bull. Geolog. Soc. America. II. 1891. p. 415.

[4]) J. C. Russel, Subaërial Decay of Rocks etc. Bull. U. S. Geolog. Survey. Nr. 57. 1889.

[5]) Dutton, Mount Taylor and the Zuñi Plateau. VIth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1884/85. p. 105 (184).

Es seien hier auch die verschiedenen roten und weißen Sandsteine erwähnt, welche im Innern der Südfestländer eine so hervorragende Rolle spielen. So ist in Südamerika roter Sandstein weit verbreitet, welcher früher als permisch oder triasisch gedeutet wurde, und welchen Steinmann[1]) nunmehr für kretazeisch hält. Derselbe enthält keine marinen Versteinerungen. Rote Sandsteine unbestimmten Alters, meist fossilfrei, sind im äquatorialen Afrika verbreitet; bis in das südliche Aegypten erstreckt sich der nubische Sandstein, hie und da mit kohligen Einlagerungen, Reste fossilen Holzes und ungemein spärliche andere Versteinerungen bergend, welche keine direkte Altersbestimmung zulassen[2]). Im Innern Australiens ist endlich der Wüstensandstein weit verbreitet, welcher gleichfalls mariner Versteinerungen entbehrt und nur Reste versteinerten Holzes enthält[3]). Alle diese Bildungen mahnen lebhaft an die erwähnten Sandsteinbildungen Indiens und des Kaplandes.

Ein weiteres Glied älterer fluviatiler Akkumulationen stellen die 600 m mächtigen Wealdenbildungen dar, welche Lyell als Ablagerung eines nur mäßig tiefen und oft außerordeutlich seichten Wassers ansprach, entstanden während einer allmählichen Senkung des Bodens in einer Mündung oder Bucht, in welcher ein großer Fluß seine schlammigen Fluten ergoß[4]). Godwin-Austen[5]) ersetzte darauf die Bucht durch ein Seebecken und C. J. A. Meyer[6]) sprach von fluviolakustrem Ursprunge. Auch die 1200 m mächtige Laramiegruppe in Nordamerika gehört teilweise hierher. Nach der Schilderung von C. A. White[7]) stellt dieselbe die Ablagerung in einem großen Brackwassersee dar, welcher wahrscheinlich vom offenen Ozeane getrennt war; aber es kommen, wie White (p. 868) selbst betont, Anzeichen genug dafür vor, daß große Strecken zu verschiedenen Zeiten und an verschiedenen Orten als Sümpfe existierten, die nur wenig über dem allgemeinen Seespiegel lagen. Darnach hat man die Laramieschichten mit der deutschen Trias zu vergleichen und kann von kaspischen Zuständen im westlichen Nordamerika während der jüngsten Kreide-

---

[1]) A Sketch of the Geology of South America. Am. Naturalist. 1891. p. 585.

[2]) Zittel, Ueber den geologischen Bau der Libyschen Wüste. Festrede Akad. München. 1880. S. 10.

[3]) Daintree, Notes on the Geology the Colony of Queensland. Quart. Journ. Geolog. Soc. XXVIII. 1872. p. 271.

[4]) A Manual of Elementary Geology. 3. Aufl. London 1851. p. 231.

[5]) A. a. O. Quart. Journ. Geolog. Soc. XII. 1856. p. 67. — Adress geolog. Sect. Brit. Assoc. 1872. Trans. Sect. p. 90.

[6]) On the Wealden as a fluvio-lacustrine formation. Quart. Journ. Geolog. Soc. XXVIII. 1872. p. 243.

[7]) Remarks upon the Laramie Group. Bull. U. S. Geol. and Geogr. Survey. IV. 1879. p. 865.

periode reden. Auf die Laramieablagerungen des Westens von Nordamerika folgen ungemein (3700 m) mächtige Schichten eocänen Alters [1]), ebenso berühmt durch ihren Reichtum an Säugetierresten wie die Laramieschichten durch die Funde von Dinosauriern. In denselben sind hie und da echte lakustre Ablagerungen vorhanden, aber aus den Konglomeratbänken, welche gelegentlich den Sandsteinschichten eingeschaltet sind, sowie aus den zahlreichen Resten von Pflanzen, Landschnecken, Insekten und Landsäugetieren ergibt sich, daß terrestre Zustände während der Ablagerung vorwalteten. Wiederholt ist auch bereits ausgesprochen worden, daß die Sedimentation im fernen Westen Nordamerikas gleichen Schritt hielt mit der Senkung der Unterlage.

Die Gruppe der 2500—3000 m mächtigen, durch eine reiche Säugetierfauna ausgezeichneten Siwalikbildungen am Südfuße des Himalaya, denen ein miocänes oder pliocänes Alter zugeschrieben wird, ist von Medlicott gleichfalls zu den fluviatilen Ablagerungen gerechnet worden. Genetisch, wenn auch nicht dem Alter nach, entspricht ihnen die obere Süßwassermolasse der Nordalpen, welche eine ungemein mächtige Ablagerung ehemaliger Alpenflüsse darstellt, die am Fuße des Gebirges Gerölle, im Vorlande Sande und Mergel aufschütteten. Letztere werden durch zahlreiche Landschnecken sowie durch Einschaltungen konkordant geschichteter Gerölhnassen als Flußabsätze erwiesen, die nur gelegentlich von den Sedimenten und Ausscheidungen kleiner Stromseen unterbrochen werden, zu welchen die bekannten Oeningener Kalke zu rechnen sind. Auch sonst ist das Tertiär reich an entsprechenden Ablagerungen. Die meisten Braunkohlenbildungen Mitteleuropas, welche häufig von Resten gut erhaltener zarter Blätter begleitet werden, sind echte Landbildungen, welche auch unter den Flyschgesteinen wiederkehren.

Ganz ausgezeichnet sind ferner hierher gehörige Tertiärbildungen im südlichen Algier entwickelt. Man hat im Gebiete des Chott Melrir lakustres und fluviatiles Pliocän, welches sich in einem großen Senkungsfelde ablagerte, das seither mit sanfter Neigung gegen Nord existiert, und in welchem auch gegenwärtig noch Kontinentalbildungen vorkommen. Ganz ähnlich diesen von Rolland [2]) vorzüglich beschriebenen und als kontinental bezeichneten Gebilden ist das im Innern Spaniens befindliche Miocän, dem gleichfalls eine kontinentale Entstehung zugeschrieben worden ist [3]).

So hat man denn von den ältesten bis zu den jüngsten Systemen allenthalben Ablagerungen, welche den fluviatilen Auf-

---

[1]) C. A. White, Report. X[th] Ann. Rep. U. S. Geolog. and Geogr. Survey of the Territories. 1878. p. 34. — W. B. Clark, Eocene. Bull. U. S. Geolog. Survey. Nr. 83. 1891. p. 111.

[2]) Géologie du Sahara algérien. Paris 1890. p. 161.

[3]) Penck, Studien über das Klima Spaniens während der jüngeren Tertiär- und der Diluvialperiode. Z. G. f. E. 1894. Heft 2.

schüttungen der heutigen tektonischen Ebenen an die Seite zu stellen sind, und in der That sind sie bereits mehrfach als solche bezeichnet, während sie in der Mehrzahl der Fälle allerdings als lakustre oder selbst auch als marine Bildungen gedeutet worden sind; dem widerspricht aber die vielfach entgegentretende Thatsache, daß ihre Schichtflächen sich als ehemalige Landoberflächen erweisen. Man kann sie insgesamt den terrestren Formationen im Sinne von Renevier [1]) zuzählen, wenn auch sie keineswegs „bloße Lokalbildungen von geringer Bedeutung für die Stratigraphie sind". Da aber das Wort terrestrisch nicht selten auch bloß zur Bezeichnung von subaëril entstandenen Bildungen verwendet und im Gegensatze nicht bloß zu „marin", sondern auch zu „limnisch" gebraucht wird [2]), so wurden die betrachteten Formationen, die zwar größtenteils fluviatilen und subaërischen Ursprungs sind, an deren Aufbau sich aber auch notwendigerweise lakustre Bildungen beteiligen, als Kontinentalformationen bezeichnet [3]).

Kapitel II.

Das aufgesetzte Hügelland.

1. Einteilung.

Kleine, ringsum abfallende Erhebungen des Landes werden Hügel genannt; sie bilden bei geselligem Auftreten ein Hügelland. Dasselbe kann entweder zusammengesetzt werden aus einzelnen nebeneinander aufgeschütteten Haufen oder herausgeschnitten sein aus einer zusammenhängenden Erhebung. Danach läßt sich das

---

[1]) Les facies géologiques. Arch. Sc. phys. et nat. Genf. (3). XII. 1884. p. 297.

[2]) In den meisten Handbüchern der Geologie wird das Wort terrestrisch nur beiläufig und zwar oft in verschiedenem Sinne gebraucht. Eine zusammenfassende Darstellung oder Aufzählung terrestrer Ablagerungen wird nirgends gegeben.

[3]) A. Pavlov, Types génétiques des formations continentales de l'époque glaciaire et postglaciaire. Isw. Geolog. Comité. St. Pétersbourg. VII. 1888. Nr. 7. — Rolland, Géologie du Sahara algérien. 1890. p. 190. — Penck, Die Formen der Landoberfläche. Verhdlgn. d. IX. Deutsch. Geographentages. 1891. S. 28 (36).

aufgesetzte Hügelland vom ausgearbeiteten trennen. Letzteres ist eine Art der Thallandschaft, während die aufgesetzten Hügel einen Landschaftstypus für sich bilden. Häufig ordnen sie sich allerdings anderen Landschaften unter, namentlich der Thallandschaft, da sie immer nur Aufragungen von geringer, im allgemeinen 200 m nicht übersteigender Höhe bilden. Auf ebener oder sanft welliger Unterlage hingegen bilden sie höchst auffällige und eigenartige Geländeformen von ungemein wechselndem Charakter, welcher im wesentlichen durch ihre Entstehungsursache bedingt wird.

Es sind vornehmlich Massentransporte, welche bei der Bildung des aufgesetzten Hügellandes beteiligt sind. Der Wind kann in den Dünen, der Gletscher in den Moränen Hügel von geselligem Auftreten aufschütten; bei weitem der größte Teil des aufgesetzten Hügellandes stellt in der That äolische oder glaciale Akkumulationen dar und bildet im Vereine mit den echten Stromebenen die eigentlichen Aufschüttungsgebiete der Landoberfläche. Bescheiden treten dagegen die Schlammvulkane und Sinterhügel zurück, welche beiden Formen aufgesetzter Hügel chemischen Prozessen in den obersten Schichten der Erdkruste ihr Material danken, sowie endlich die verschiedenen Arten durch organische Kräfte gebildeter Hügel.

Im allgemeinen lassen sich zwei Typen der aufgesetzten Hügel unterscheiden, nämlich langgedehnte, schmale Wälle und rundliche Haufen. Die ersteren verlaufen in der Regel zu einander parallel und schließen lange, bald schmale, bald breite thalähnliche Vertiefungen ein, welche sich aber von den echten Thälern durch den Mangel eines gleichsinnigen Gefälles auszeichnen und zu den Thalungen gestellt werden müssen. Unregelmäßig ist das Auftreten der rundlichen Haufen; sobald aber unter ihnen solche mit elliptischem Grundrisse häufiger vorkommen, ordnen sie sich gewöhnlich dermaßen, daß sich ihre Längsachsen parallel stellen.

Nur teilweise gehört das aufgesetzte Hügelland in das Bereich der gleichsinnigen Abdachung; bei dichter Scharung schließen die Hügel recht häufig mehr oder

weniger ausgedehnte Wannen zwischen sich ein. Allein ihre Gesamtphysiognomie wird weit weniger durch die bei ihrer Aufschüttung gleichsam nebenbei entstandenen Wannen als durch die Hügel bestimmt, weswegen sie dem Hügellande zuzuzählen sind. Die Art ihres Ursprunges bedingt, daß sie meist aus lockerem Materiale zusammengesetzt werden, und dadurch unterscheiden sie sich gleich den Ebenen von den übrigen Landschaftsformen. Der Mangel eines Fußes, welcher das aufgesetzte Hügelland von seiner Umgebung absonderte, ist endlich im Verein mit dem meist geringen Ausmaße der Höhenunterschiede ein Kennzeichen gegenüber den echten Gebirgen. Unter diesen sind die vulkanischen zwar auch durch Aufschüttung, aber durch eine solche endogener Art, entstanden und durchweg größer, sowie schärfer abgegrenzt als die meist kleinen aufgesetzten Hügel.

Wie schon früher erwähnt, würdigte zuerst Pallas die aufgesetzten Berge; wahrhaft klassische Beschreibungen fand das oberbayerische aufgesetzte Hügelland durch J. T. Weiß[1]) und Fr. W. Walther[2]).

2. Die Dünenlandschaft.

a) Die Kontinentaldünen.

Dort, wo sich die Flugsandbildungen nicht bloß an bestimmte Hindernisse knüpfen, sondern über große Flächen sich entfalten, sind sie wesentlich anders ausgebildet als an den Küsten. Während an den letzteren ihre Streichungsrichtung parallel zum Gestade verläuft, wird dieselbe in den großen Flachländern der Trockengebiete im allgemeinen durch die Windrichtung bestimmt: sie folgt derselben ebenso wie die der entsprechenden Gebilde auf der Schneeoberfläche, der Sastrugi.

Die Grundform der Kontinentaldünen sind die Bar-

---

[1]) Süd-Baierns Oberfläche nach ihrer äußern Gestalt. München 1820.

[2]) Topische Geographie von Bayern. München 1844.

chane [1]), in der Sahara Siuf (Sing. sif) [2]), in Südamerika Médanos [3]) genannt. Es sind dies Sandhaufen (vergl. Fig. 3) von halbmondförmigem Grundriß, welche ihre konvexe Seite dem herrschenden Winde zuwenden und in dessen Richtung meist etwas in die Länge gezogen sind. In dieser Richtung dacht sich die Düne auch sanft ab, während sie in der entgegengesetzten Böschungen von 32—33° aufweist, welche konkav verlaufen und entsprechend der Einbiegung des Grundrisses einen nischenartigen Hohlraum einschließen.

Fig. 3.



Irgend ein Hindernis, ein Strauch z. B., gibt die erste Veranlassung zur Bildung eines Barchans. Es entsteht hinter dem Strauche ein in der Richtung, nach welcher der Wind weht, sanft abfallender Sandhaufen, Holm genannt, welcher allmählich wächst. Der herrschende Wind stößt auf denselben, randlich umgeht er ihn und verweht den Sand in der Richtung der Halbmondenden,

---

[1]) Vergl. Muschketow, Physikalische Geologie. II. (Russ.) Uebersetzt von Merena, Die Kontinental-Sanddünen oder Barchane. Deutsche Rundschau für Geographie und Statistik. XII. 1890. S. 147.

[2]) G. Rolland, Sur les grandes dunes du Sahara. Bull. Soc. géolog. (3). X. 1881/82. p. 30. — Hydrographie et orographie du Sahara algérien. Bull. Soc. de géogr. 1886. p. 203. — Géologie du Sahara algérien. 1890. p. 210.

[3]) Bollaert, Observations on the Geography of Southern Peru. J. R. G. S. XXI. 1851. p. 99 (101).

in der Mitte weht er gerade hinauf und führt den Sand auf die andere Abdachung, wo sich derselbe unter seinem natürlichen Böschungswinkel ablagert. Dadurch ändern sich die Böschungen des Holmes um, er erhält nach dem Winde hin eine sanfte, auf der anderen eine steile Böschung und gestaltet sich so allmählich zum Barchane um[1]. Feine Wellungen bezeichnen die Windbahnen auf dessen konvexer Seite.

Die Höhe der Barchane hält sich durchschnittlich zwischen 20 und 30 m. Ihre Gestalt wechselt leicht mit der Windrichtung, durch welche die Halbmondenden verrückt werden und die Nische eine asymmetrische Lage erhält. Sie treten entweder isoliert auf oder häufen sich zu warzenförmigen Erhebungen, gelegentlich aber auch zu solchen zusammen, welche einen sternförmigen Grundriß und eine scharf gerippte Oberfläche besitzen[2]. Das sind die Aghrad (Sing. ghurd) der Sahara, die bis 150 m Höhe haben. Neben diesen typischen Barchanen finden sich oft allenthalben sanft abgeböschte Flugsandhaufen.

Hintereinanderstehende Barchane vereinigen sich zu den großen Dünenzügen, nämlich zu langen, in der Richtung des Windes gestreckten Wällen mit einzelnen barchanähnlichen Kuppen. Diese erreichen selten mehr als 150—200 m Höhe; einmal wird allerdings auch von einer 500 m hohen Düne berichtet. Ihre Länge kann 60 und mehr Kilometer betragen. Charakteristisch ist ihr Parallelismus. Meilenweit streichen sie in der gleichen Richtung, voneinander bald nur durch schmale Thalungen, bald wieder durch breitere Senken getrennt, nach Rolland vergleichbar den Wellenkämmen eines ruhigen Seeganges. Allein während diese senkrecht zum Winde gestellt sind, verlaufen jene, wie schon erwähnt, in dessen Richtung. Ihre Orientierung wechselt daher in den verschiedenen Teilen der Erde.

In der algerischen Sahara, wo nach Schirmer im Winter nördliche und nordwestliche Winde, im Sommer südöstliche Winde herrschen, streichen sie nach Rolland südlich (Ouargla) oder süd-

[1]) N. Sokolow, Die Dünen. (Russisch.) St. Petersburg 1884.
[2]) Schirmer, Le Sahara. Paris 1893. p. 155.

östlich (El Goléa), in der Libyschen Wüste mit nordwestlichen und nördlichen Winden streichen sie südsüdöstlich, was Zittel[1]) ausdrücklich unter Erwähnung der Winde aus NNW hervorhebt.

Zwischen Donau und Theiß[2]), namentlich im Bereiche der von Südosten wehenden Koschawa, verlaufen die Dünenzüge von SO nach NW und bilden unweit der Donau die Pußta von Deliblát mit 30—60 m hohen Wällen, die sich der Koschawa entgegen sanft abdachen. In der Gegend von Debreczin, wo nördliche Winde vorherrschen, streichen die Flugsandrücken nordsüdlich, ebenso in der Gegend westlich vom Plattensee. Höchst auffällig ist der mehrfach beobachtete Parallelismus der Dünenzüge zwischen Ob und Irtysch in der Gegend westlich Barnaul, welche von SW nach NO verlaufen[3]), also in gleicher Richtung mit den hier, nördlich 53° N einsetzenden SW-Buranen[4]). In der großen indischen Wüste streichen die Dünenzüge dort, wo bei Umarkot der reine SW-Monsun herrscht, gegen NO, wohin sie einen Steilabfall kehren; weiter nördlich, wo der Monsun mehr eine nördliche Richtung einschlägt, laufen sie nach NNO; südlich Umarkot, wo, wie Hanns[5]) Karte deutlich erkennen läßt, die Monsune als reine Westwinde auftreten, richten sich auch die Dünenzüge von W nach O[6]). Im Innern Australiens endlich, wo der Südostpassat herrscht, laufen auch die Dünen gegen NW[7]). Endlich in der Dünenregion des Suf, wo in der Nähe von Tripoli im Winter südwestliche, im Sommer südöstliche, sonst aber in der Nachbarschaft vornehmlich nordwestliche und südöstliche Winde wehen, da hat man, wie Le Châtelier wahrnahm, den merkwürdigen Fall, daß zwei Dünenrichtungen sich rechtwinklig kreuzen[8]). Gleiches findet nach Obrutschew[9]) mit den Rückensanden der transkaspischen Niederung statt. Die Lage der großen Dünenzüge ist in der Sahara eine feste, wogegen die kleinen Barchane und Sandhaufen

---

[1]) Die Sahara. Paläontographica. XXX. 1883. S. 140.

[2]) Vergl. Wessely, Der europäische Flugsand. Wien 1873. Darnach Themak, Die südungarische Sandwüste. Földtani Közlöny. XVII. 1887. p. 275.

[3]) Reclus, Géographie universelle. VI. L'Asie russe. p. 662. — Cotta, Der Altai. Leipzig 1871. S. 59.

[4]) Hann, Handbuch der Klimatologie. Stuttgart 1883. S. 514.

[5]) Handbuch der Klimatologie. Stuttgart 1883. S. 293.

[6]) W. T. Blanford, On the Physical Geography of the Great Indian Desert, and on the Origin and Mode of formation of the Sand hills. Journ. R. Soc. Bengal. XLV. 1876. p. 97. — Vergl. auch Medlicott and Blanford, A Manual of the Geology of India. I. p. 435.

[7]) Berghaus' Physikalischer Atlas. Blatt 4. 1892.

[8]) G. Rolland, Géologie du Sahara algérien. 1890. p. 223.

[9]) Die transkaspische Niederung. (Russ.) Sapiskir kais. russ. geogr. Gesellsch. XX. 1890. S. 1—270.

vielfach mit dem Winde wandern, was Bollaert ausdrücklich von den Médanos der Wüste Atacama hervorhebt.

Die Richtung der Dünenzüge wurde von Rolland größtenteils auf das Relief des Untergrundes zurückgeführt; jedoch schließt er nicht aus, daß sie auch vom Winde mit bestimmt wird. Daß in der That Unebenheiten des Bodens vielfach die Ablagegerung von Flugsand begünstigen, kann man auch in Mitteleuropa wahrnehmen, wo westlich vom Nürnberger Keupersandsteingebiet große, bereits befestigte Flugsandmassen den Abfall des Jura überkleiden. Cotta erblickte in den Paralleldünen Westsibiriens die Ufer alter Meere.

Dort, wo die Unterlage der Dünenlandschaften eine deutlich entwickelte Gliederung besitzt, ordnen sich ihr die Dünen vielfach unter; es kommt nicht zur Entwickelung größerer Dünenzüge, sondern nur zur Anhäufung riesiger Barchane, welche sich an die Abstufungen des Landes in mannigfaltiger Weise anschmiegen. Die stark entwickelten Nischen im Barchanrücken machen sich besonders geltend, und das Land sieht aus, als wäre es „durch eine Herde riesiger Pferde“ dem Winde entgegen durchstampft worden. Diese Erscheinung bietet die Landschaft Nefûd in Zentralarabien.

Blunt[1]) traf hier im Wüstensande tiefe, pferdehufähnliche hohle Formen, welche die Araber Faladž (Fulj) nennen. Die Westabfälle der Hohlformen sind die steilen, am Boden, der 6, 15, 30 oder gar 70 m tief eingesenkt ist, findet sich anstehender Fels. Mit dieser Beschreibung deckt sich genau diejenige, welche Euting[2]) von Ku'ûr (Sing. Kar) gleichfalls aus dem Nefudj gegeben hat; dieselben erreichen einen Längendurchmesser von nahezu 2 km und sind gelegentlich förmlich ineinander geschachtelt. Aehnlichen Gebilden begegnete Sir C. M. Macgregor in Beludschistan[3]).

Die Dünenlandschaften nehmen sehr beträchtliche Areale ein. Sie sind über $^1/_{10}$—$^1/_9$ der Sahara verbreitet. Sie bilden hier die Erg- (Plural Areg) Regionen des Igharghargebietes, ferner die angrenzenden Gebiete von Igidi und Edyen und die Dschuf-Region; vor allem aber herrschen sie in der Libyschen Wüste. In Zentralarabien

---

[1]) A Visit to Jebel Shammar (Nejd). P. R. G. S. 1880. p. 81 (94).

[2]) Ueber seine Reise in Innerarabien. Verh. Gesellsch. f. Erdkunde. 1886. S. 262 (266).

[3]) Wanderings in Balochistan. London 1882. p. 157. Referiert in P. R. G. S. 1883. p. 110.

charakterisieren sie das Nefûdgebiet. Großartig ist ihre Verbreitung in Turkestan; sie sind beiderseits des Amu- und Syrdarja und des Ili, vor allem aber im Tarymbecken [1]) ebenso wie längs des Irgharghar sichtlich auf den Flußanschwemmungen entstanden. Weitere Dünenlandschaften finden sich in der Wüste Gobi, in Persien, Beludschistan, in Nordwestindien, sowie im Innern Australiens und in der Kalahariwüste. Spärlicher werden sie in der neuen Welt angetroffen, z. B. in Südamerika in der Wüste Atacama, sowie in manchen Gebieten Argentiniens. Europa hat lediglich in der kaspischen Region, sowie im ungarischen Becken Dünenlandschaften, sonst kommen allerdings Dünen keineswegs selten im Innern des Landes vor; sie knüpfen sich an die glacialen Thalsande Norddeutschlands [2]), an die Rhein- und Mainsande der oberrheinischen Tiefebene [3]), an die Keupersandsteingebiete Frankens, an die Tertiärsande Oberbayerns, an die Quadersandsteingebiete Böhmens, aber nirgends werden sie hier ausschließlich für die Gestaltung des Geländes maßgebend. ·Etwa 7 % der Landoberfläche entfallen auf die Dünenlandschaften, bezw. das Bereich des beweglichen Sandes [4]).

Gebunden an trockenes Klima und zusammengesetzt aus permeablem Sand sind die Dünenlandschaften wasserlos, und erst dann, wenn sie durch eine Klimaänderung reichere Benetzung erfahren, entstehen zunächst in den Thalungen zwischen den Dünenzügen Wasseransammlungen, welche einen äußerst verwickelten Umriß besitzen, indem sie sich auf die Thalungen beschränken; später ver-

---

[1]) Forsyth, On the Buried Cities in the Shifting Sands of the Great Desert of Gobi. P. R. G. S. XXI. 1876—77. p. 36. — v. Lóczy in: Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise des Grafen Széchenyi in Ostasien Wien 1893. S. 531.

[2]) v. Gutbier, Die Sandformen der Dresdener Haide. Dresden. O. J.

[3]) Chelius, Flugsand und Rheinalluvium zur Jetztzeit. Neues Jahrb. f. Min. u. Geolog. 1892. I. S. 224. — Penck, Dünen in der oberrheinischen Tiefebene. Das Ausland. 1893. S. 350.

[4]) v. Tillo, Die geographische Verteilung von Grund und Boden. P. M. 1893. S. 17.

binden sich diese Dünenthalungsseen durch Flußläufe, und es entsteht ein System von lauter parallelen Flüssen, wie z. B. ein solches die linksseitigen Nebenflüsse des Ob


Fig. 4.

Flußrichtungen und Flugsandrücken in Ungarn.

unweit Barnaul darstellen. Werden dann durch irgend ein Ereignis die Flüsse zu Thalbildnern, so schneiden sie entsprechend der einmal eingeschlagenen Richtung eine Reihe Thäler von ganz auffälligem Parallelismus ein.

Bemerkenswerterweise sind es gerade die nördlichsten Dünenlandschaften, welche diese Umgestaltung erfahren haben, was wohl

darauf hinweist, daß in allerjüngster geologischer Vergangenheit das Gebiet der benetzten Landoberfläche sich äquatorwärts ausgedehnt hat. Der bereits erwähnte Parallelismus der westsibirischen Flüsse beschränkt sich aber nicht allein auf die eigentlichen Sandgebiete, sondern beherrscht auch die benachbarten, aus steinhartem Lehm zusammengesetzten Ebenen, wie z. B. die an die Dünen angrenzende Barabásteppe[1]) Westsibiriens mit ihren außerordentlich flachen Seen. Er findet ferner in der Anordnung der Dünen, Flußläufe und Thäler Ungarns eine getreue Wiederholung. Fig. 4 lehrt, wie die westlich der Theiß befindlichen kleinen Gerinne jenes Beckens, im einzelnen betrachtet, vollständig untereinander parallel verlaufen. Im großen jedoch zeigt sich, daß sie insgesamt gegen Preßburg hin konvergieren. Nördlich Budapest verlaufen sie von WNW gegen OSO; südlich von NW gegen SO; südlich vom Plattensee von NNW nach SSO; bei Großkirchen (Nagy Kanizsa) rein nordsüdlich. Auf der kumanischen Donau-Theißplatte erstrecken sie sich durchschnittlich von NW gegen SO, also im Streichen des hier wehenden Koschawa. Auch sonst laufen sie genau in der herrschenden Windrichtung. Namentlich in Kumanien ist auffällig, wie sie sich zwischen Flugsandanhäufungen erstrecken. Auf dem rechten Donauufer allerdings, wo letztere zurücktreten, ist dies Verhältnis weniger ausgesprochen; es scheint, als ob hier die Flüsse, deren Richtung durch den Wind bestimmt wurde, zu Thalbildnern geworden wären. Einem ähnlichen Parallelismus von Flüssen begegnet man auch in der Walachei, auf der podolischen Platte (vergl. I. S. 358) und westlich der La Plata-Mündung in Argentinien.

Die Kontinentaldünen sind seit langem bekannt; aus ihrem Auftreten hat man zunächst auf eine frühere Meeresbedeckung der Wüsten geschlossen. Das ist die Anschauung von Athan. Kircher[2]), welche in vollem Umfange von K. E. A. v. Hoff[3]) geteilt wird. Erst durch die Erforschung der Sahara wurde diese Vorstellung unhaltbar; Zittel[4]) und Rolland erwiesen den kontinentalen Ursprung der dortigen Dünen. Mittlerweile hatte Wessely[5]) die Untersuchung der binnenländischen Flugsanddistrikte Europas begonnen. Seither haben namentlich die Russen sich mit den Flugsandgebilden Zentralasiens beschäftigt. Der Arbeit von Sokolow[6])

---

[1]) A. v. Middendorf, Die Barabá. Mém. Ac. Sc. St. Pétersbourg. (7). XIV. 1870. Nr. 9.

[2]) Mundus subterraneus. Amsterodami 1678. Lib. II. Cap. XII. Appendix.

[3]) Geschichte der natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche. III. Gotha 1834. S. 69.

[4]) Ueber den geologischen Bau der Libyschen Wüste. Akad. Festrede. München 1880. S. 19.

[5]) Der europäische Flugsand und seine Kultur. Wien 1873.

[6]) Die Dünen, ihre Entstehung, Entwickelung und innere Zu-

folgten Instruktionen für das Studium der Flugsandbildungen [1]), sowie Studien von Helman [2]) und ein größeres, unzugänglich gewesenes Werk von Nalivkin [3]).

b) Die Küstendünen.

Sehr viele Flachküsten werden von einem Dünensaum begleitet, welcher eine Breite von mehreren Kilometern und eine Höhe von über 100 m erreichen kann. Derselbe wird aus einzelnen, parallel streichenden Wällen aufgebaut, welche durch langgedehnte, manchmal blinde Dünenthalungen voneinander getrennt werden. Dieselben heißen an der Nordseeküste Dellen, an der Gascogner Küste Lettes oder Lèdes. Hie und da werden die Dünen durch Querthalungen, in Norddeutschland Leegten [4]) genannt, unterbrochen, welche die einzelnen Dellen miteinander verbinden und gelegentlich den ganzen Zug durchsetzen. Sowohl in den Dellen als auch in den Leegten tritt häufig das Grundwasser zu Tage; sie sind meist versumpft, manchmal werden auch sie von Seen eingenommen. Die Dünenwälle gipfeln in einzelnen Kuppen, welche bisweilen die Gestalt von kleinen Barchanen besitzen und auf der Landseite kraterähnliche Nischen, in der Gascogne Crouhots genannt, bergen.

Die höchsten Küstendünen werden dort angetroffen, wo regelmäßig auflandige Winde wehen, also namentlich in den Passatgürteln und der angrenzenden Subtropenzone. Dort, wo Madagaskar [5]) vom SE-Passate getroffen wird, besitzt es unweit des Kaps St. Marie Dünen von

---

sammensetzung. St. Petersburg 1884. Gedruckt auf Veranlassung der Naturforscher-Gesellschaft. (Russisch.)

[1]) Isw. k. russ. geogr. Gesellsch. Petersburg. Russ. XXIV. Anhang. (Russisch.)

[2]) Beobachtungen über die Beweglichkeit der Kontinentaldünen in Chiwa. Ebenda XXVII. p. 384.

[3]) Untersuchungen über die Sande der Provinz Ferganah. Neu-Margelan. 1887. S. 228. (Russisch.)

[4]) Guthe, Die Lande Braunschweig u. Hannover. 1867. S. 10.

[5]) Alfred Grandidier, Madagascar. Bull. Soc. géogr. (6). II. 1871. p. 81 (86).

140 m Höhe; an der Küste von Tunis uud Tripolis, wo im Sommer Nordwinde herrschen, sind Dünen bis zu 200 m Höhe aufgeworfen [1]), ebenso begegnet man Dünen von über 100 m Höhe an der im Südsommer Südwinden ausgesetzten Küste von Südaustralien und Victoria [2]). Im Bereiche der Monsune, welche abwechselnd land- und seewärts wehen, fehlen hingegen hohe Dünen, so selbst an der flachen Ostküste Vorderindiens, wo nur örtlich größere Flugsandmassen auftreten [3]). Europa hat seine höchsten Dünen an den nordsüdlich streichenden Gestaden, so in den Arenas gordas Andalusiens (113 m) [4]), in der Gascogne (89 m) [5]), so an den Westküsten Hollands (60 m) und Jütlands (30 m) [6]), auf der Kurischen Nehrung (62 m) [7]); während dort, wo dic Landwinde, wie in der Provencc, vorherrschen, selbst auf Flachküsten die Dünen gänzlich fehlcn oder sehr niedrig sind.

Die Richtung der Küstendünen ist jedoch unabhängig von der des Windes und wird durch jenc der Küste bestimmt.

So zieht sich an den Nordseeküsten von Dünkirchen bis zur Nordspitze von Jütland ein Dünenzug entlang, welcher alle Richtungen der Windrose befolgt und in seiner Erstreckung keine Abhängigkeit von der herrschenden Windrichtung erkennen läßt. Am höchsten (60 m) und am breitesten (5 km) wird er jedoch an der nordsüdlich verlaufenden Küste Hollands [8]). Hier zerfällt er

[1]) Parrau, Observations sur les dunes littoralcs en Algérie et en Tunisie. Bull. Soc. géol. (3). XVIII. 1889/90. p. 245.

[2]) Woods, Geological Observations in South Australia. London 1862. p. 218.

[3]) Vergl. Mem. geolog. Survey India. I. 1859. p. 275, für Orissa; Foote für Madras, ebenda X. 1873. p. 9; W. King für Kaweri-Mündung. IV. 1864. p. 249.

[4]) Gonzalo y Tarin, Deser. geológ. de la provincia de Huelva. Mem. Map. geológ. de España. I. 1886. p. 99, 590.

[5]) Reclus, La Terre. II. 4. Aufl. 1881. p. 250.

[6]) Maak, Die Dünen Jütlands. Z. f. E. 1865. N. F. XIX. S. 198.

[7]) Berendt, Geologie des Kurischen Haffes und seiner Umgebung. Königsberg 1869. — Bezzenberger, Die Kurische Nehrung. Forsch. z. deutschen Landes- u. Volkskunde. III. 4. 1889.

[8]) Penck, Die Niederlande in A. Kirchhoffs Länderkunde von Europa. II. 2. Teil. 1889. S. 456.

in äußere See- und innere Binnendünen, deren Entstehung J. Lorié[1]) untersuchte. Der gesamte Dünenzug und in demselben jeder einzelne Wall dacht sich sanft mit einer Böschung von 5—10° seewärts ab, während er landwärts unter einem Winkel von 30—40° abfällt. Er wandert jährlich 1—3 m landeinwärts und ist in historischen Zeiten bereits über ganze Ortschaften hinweggewandert.

Auch an Steilküsten finden sich gelegentlich Dünen, welche aber keine eigene Landschaftsform bilden, sondern sich der Gliederung des Küstenabfalles anschmiegen. Beträchtliche Flugsandmassen lehnen sich z. B. in der Nähe des Kap Trafalgar an die dortige Steilküste, wo sie 140 bis 150 m hoch ansteigen. Zu noch beträchtlicheren Meereshöhen, nämlich 400 m, steigt der Flugsand an der Westküste Sardiniens empor.

Die Küstendünen bezeichnen in der Regel Hindernisse für die Entwässerung des von ihnen begrenzten Landes. Kleine Gewässer werden durch sie aufgestaut und sammeln sich in kleinen Seen, welche nicht selten unterirdisch, durch den Dünensand hindurch, entwässert werden, wie z. B. die Étangs an der Landesküste nördlich vom Bassin d'Arcachon. Größere Flüsse werden durch die Küstendünen auf große Strecken vom Meere ferngehalten, indem sie an der Binnenseite derselben bis zu einer geeigneten Durchbruchstelle entlang fließen müssen. Der Dünenzug selbst ist meist wasserlos.

Die europäischen Küstendünen sind im Laufe der Zeit teilweise bewaldet und dadurch befestigt worden. Wenn jedoch ihre Vegetationsdecke zerstört wird, so setzen sie sich in Bewegung und wandern landeinwärts. Solche Wanderdünen sind namentlich von der Ostseeküste bekannt geworden[2]); nach Keilhack[3])

[1]) Contributions à la géologie des Pays-Bas. V. Les dunes intérieures. Archives Teyler. (2). III. p. 375. — Binnenduinen en bodembewegingen. Tijdschr. aardr. genootsch. 1893. p. 753.

[2]) Foß, Die preußischen Ostseeküsten. Z. f. E. 1861. XI. S. 247. — Paul Lehmann, Das Küstengebiet Hinterpommerns. Z. G. f. E. 1884. S. 332 (373).

[3]) Die Wanderdünen Hinterpommerns. Prometheus. V. 1893. S. 102. — Ueber Wanderdünen am Kap Comorin vergl. The Nature. XII. 1875. p. 73.

rücken sie jährlich etwa 8 m ostwärts vor und drängen sich mit ihrem Steilabfalle in Waldbestände. Ihre nach Westen gerichtete sanfte Böschung verflacht sich in ihre Wanderbahn, aus welcher die abgestorbenen Stämme verschütteter Wälder einzeln aufragen. Diese Wanderbahn ist ganz eben, bis zum Grundwasserspiegel ausgeblasen, und ist letzterer zeitweilig sehr tief gelegen gewesen, so wird sie bei höherem Stande desselben überschwemmt. Es entstehen so Dünenseen (Bd. I. S. 258). Von diesen nackten Wanderdünen unterscheiden sich die älteren Dünen durch ihre teilweise Bewachsung, welche sie, soweit sie erhalten ist, vor Zerstörung schützt. Wo aber das Pflanzenkleid Lücken hat, wird der Sand ausgeweht, es entsteht eine wahrhaft höckerige, für die Kupsendünen bezeichnende Oberfläche.

Die Bildung der Küstendünen ist nach den Darlegungen Bd. I. S. 250 leicht verständlich. Eine Erörterung bedarf nur noch das Auftreten der parallelen, durch lange Thalungen getrennten Dünenzüge. Von denselben ist in der Regel der küstenfernste der älteste, was sich in Holland durch die Entkalkung seiner Sande, in der Gascogne durch seine zusammenhängende Bewaldung erweisen läßt[1]. Die vor ihm gelagerten Wälle können nun entweder dadurch entstanden sein, daß sich infolge einer Verschiebung der Strandlinie bezw. durch Anschwemmungen die Strandfläche vergrößerte und neuen Boden für die Dünenentwickelung lieferte[2] oder auch dadurch, daß eine Küstendüne in ihrer gesamten Breite rasch landwärts wanderte und sohin Platz für eine neue schuf. Es ist aber auch denkbar, daß vor einem hohen Dünenwalle eine niedrige Vordüne aufgeworfen wurde, so wie eine Schneewehe vor einer Mauer, und dann allmählich emporwuchs. In einzelnen Fällen endlich mögen die Binnendünen, so wie Lorié annimmt, an den Ufern von Haffen, die Außendünen auf Nehrungen entstanden sein.

Die Küstendünen sind durch lange Zeit allein gekannt gewesen, und ihnen sind mehrere gute Darstellungen aus älterer und neuerer Zeit gewidmet[3]. Vorzugsweise mit ihnen beschäftigt sich ein Aufsatz von El. Reclus[4], das Werk von N. A. Sokolow[5], sowie

---

[1] Durègne, Sur la distinction de deux âges dans la formation des dunes de Gascogne. C. R. CXI. 1890. p. 1006.

[2] Vergl. On the Geological Structure and Physical Features of the District of Bancoorah, Midnapore and Orissa. Mem. geolog. Survey India. I. 1859. p. 249 (275).

[3] K. E. A. v. Hoff, Geschichte der natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche. III. Gotha 1834. S. 68. — E. de Beaumont, Leçons de géologie pratique. I. Paris 1845. p. 195.

[4] Étude sur les dunes. Bull. Soc. de géogr. (5). IX. 1865. p. 193. Uebergegangen in La Terre. II. 4. Aufl. 1881. p. 239.

[5] Dünen. St. Petersburg 1884. S. 1—151.

eine Studie von Labat[1]). Zweifel von Bouthillier de Beaumont[2]) in ihren äolischen Ursprung widerlegte Zobrist[3]).

3. Die Moränenlandschaft.

a) Die Endmoränenlandschaft.

Sich in Gebirgen meist den großen Zügen der Geländegliederung in Bezug auf Erstreckung und Dimensionen unterordnend, drücken die Formen der glacialen Aufschüttung manchen Flachländern ihr charakteristisches Gepräge auf. Vor allem gilt dies von der Endmoränenlandschaft, welche den Saum oder einzelne Rückzugstadien der alten Vergletscherungen kennzeichnet. In ihr kommen namentlich Wälle zur Entwickelung, welche längs des Gletschersaumes angehäuft wurden und alle Biegungen des letzteren getreulich wiedergeben. So umspannen z. B. die Moränenwälle Oberbayerns in weitem Bogen den 50—70 km südlich von ihnen gelegenen Ausgang der großen Alpenthäler[4]); die Endmoränen des norddeutschen Flachlandes[5]) und Nordamerikas[6]) verraten die Bildung einzelner Zungen der großen Inlandeismassen. Dabei erreichen sie oft nicht unbeträchtliche Höhen; im Norden der Alpen gewöhnlich unter 100 m Erhebung bleibend, steigen sie im Süden, z. B. auf der Westseite des Gardasees, auf 300 m und die linke Ufermoräne des Gletschers der Dora Baltea im hohen Rücken der Serra

---

[1]) Les dunes maritimes et les sables littoraux. Bull. Soc. géolog. (3). XVIII. 1889/90. p. 259.

[2]) Actes Soc. helvét. Sciences nat. 1885/86. p. 56—57. Arch. d. Sc. phys. et nat. Genève. (3). XVI. 1886. p. 383.

[3]) Les dunes. Réfutation des théories de M. Bouthillier de Beaumont. Bull. Soc. neuchâteloise de géogr. IV. 1888. p 17.

[4]) Penck, Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882. S. 99.

[5]) Felix Wahnschaffe, Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Forsch. z. deutsch. Landes- u. Volkskunde. VI. 1. 1891. S. 103.

[6]) Chamberlin, Preliminary Paper on the Terminal Moraine of the Second Glacial Epoch. III[th] Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1881/82. p. 291.

auf 500 m relative Höhe an. Den einzelnen Wällen der Moränenlandschaft sind häufig isolierte Kuppen aufgesetzt, und hie und da lösen sie sich in Reihen von solchen auf. Nachbarwälle nähern sich gelegentlich, bis sie miteinander verwachsen; an andern Stellen laufen sie über lange Strecken parallel und schließen Moränenthalungen, hie und da auch breite Schotter- oder Sandflächen ein. Im einzelnen ergibt sich dabei ein sehr verwickeltes Relief: Kuppen wechseln mit kleinen, manchmal lochähnlichen Wannen, Längsrücken mit langen Thalungen. Neben den Moränenthalungen gibt es in den meisten Endmoränenlandschaften auch Durchbrüche, welche meist Abflußrinnen der Gletscherwasser darstellen und somit als ursprüngliche Durchbrüche zu gelten haben.

Die großen Endmoränenlandschaften liegen fast ausnahmslos in reich benetzten Gebieten, und da sie sehr häufig aus zähem, impermeablem Grundmoränenmaterial aufgebaut werden, so sind meist die Bedingungen zur Entwickelung oberflächlicher Gerinne gegeben. Die zahlreichen kleinen Wannen treten als kleine, meist allerdings nur wenig tiefe Weiher entgegen, welche durch Flüsse, die den Moränenthalungen folgen, verbunden werden. Seenreichtum und ein höchst eigenartiges Flußnetz zeichnet die Endmoränenlandschaft aus.

Die Komplikation des Flußnetzes tritt namentlich dort entgegen, wo die Endmoränenwälle dicht vor der zentralen Depression der Gletscher lagern. Letztere erscheint dann häufig als hydrographisches Zentrum, nach welcher hin sich die Entwässerung der Moränenlandschaft richtet, während in dieser die Flüsse den Thalungen zwischen den die zentrale Depression umspannenden Moränenwällen folgen. So hat man es denn mit einem vielfältigen Wechsel peripherisch und radiär verlaufender Flußstrecken zu thun, wie er namentlich in der Moränenlandschaft des Inngebietes vorkommt. Diese Beeinflussung des Flußsystemes durch die Vergletscherung macht sich auch dort vielfach geltend, wo die Moränenlandschaft den andern Geländeformen untergeordnet ist. Die Moränenwälle, welche die großen Thalseen der Alpen umspannen, lenken deren naturgemäße Zuflüsse ab, und führen dieselben in ihren Thalungen bis zum unteren Seeende. Aus diesem Grunde ergießt sich die Arve erst unterhalb des Genfer Sees in die Rhone; ein künstlicher Einschnitt führte die Kander dem Thuner See zu, während sie ursprünglich unterhalb desselben die Aare er-

reichte; Moränenwälle hindern die Sill, sich in den Zürichsee zu stürzen. Die großartigen Endmoränen, welche in das Klagenfurter Becken gebaut sind, veranlassen die Gurk zu einem weitbogigen Umweg. Nicht alle Endmoränenlandschaften bestehen übrigens aus impermeablem Materiale; manchmal werden sie auch, wie auf großen Strecken in Norddeutschland, aus Sanden oder Schottern aufgebaut, auf welchen die Moränenwannen leer bleiben und sich, wie auch sonst auf durchlässiger Unterlage, nur rudimentäre Flußsysteme entwickeln.

Zwischen dem ausschließlichen Herrschen der Endmoränenlandschaft und dem völligen Unterordnen derselben unter andere Geländeformen gibt es zahlreiche Uebergänge, von welchen diejenigen besonders auffällig sind, bei welchen die Moränenlandschaft die orographischen Züge ihrer Unterlage nicht völlig verschleiert. Namentlich dort, wo sie sich quer über Thäler der letzteren legt, entstehen bemerkenswerte Abdämmungen derselben, wie solche die südlichen Seitenthäler des Ontariosees erfahren haben, welche in die Fingerseen verwandelt wurden.

An die Endmoränenlandschaften knüpfen sich einige wichtige Wasserscheiden. Die gesamte Südgrenze des St. Lorenzstromgebietes wird westlich 75° W. von einer Endmoränenlandschaft gebildet; Endmoränen bilden die Nordgrenze des Missourigebietes zwischen 96° und 100° W.; die Wasserscheide zwischen Rhein und Donau folgt in Oberschwaben genau der Endmoräne des alten Rheingletschers; ein Zug von Endmoränen umgürtet das Südgestade der Ostsee und sondert das Gebiet der kleineren Zuflüsse derselben von dem der Durchbruchsflüsse Weichsel und Oder.

b) Die Grundmoränenlandschaft.

Die anhäufende Thätigkeit der alten Gletscher hat sich nicht allein auf deren Saum beschränkt, sondern fand auch unweit desselben unter dem Eise statt, welches die Oberflächenform der akkumulierten Materialien wesentlich beeinflußte. Man kann die hier entstehenden Ablagerungen am besten mit den Sandbänken eines flachen breiten Stromes vergleichen; sie bilden Haufen, welche in der

Bewegungsrichtung des Eises gestreckt sind. Solche „linsenförmige" oder „elliptische" Hügel wurden als Drumlins[1]) zunächst aus Amerika bekannt, treten aber auch am Saume der Zentraldepressionen der nordalpinen Gletscher auf. Robert Sieger[2]) wies sie in der Bodenseegegend nach; sie kehren in Oberbayern zwischen dem Südende des Starnberger Sees und der Gegend von Weilheim, in der Umgebung von Rosenheim und Salzburg wieder. Ueberall zu Zügen geordnet, welche der Bewegungsrichtung des Eises entsprechen, stellen sie sich in auffälligen Gegensatz zu den senkrecht zu ihnen verlaufenden Endmoränenwällen. Dabei aber bilden sie nie lange Wälle, sondern das Verhältnis ihrer Achsen wird höchstens 1 : 6; ihre Höhe bleibt unter 100 m. Sie verleihen der Landschaft eine ungemein unruhige Konfiguration; vielfach gewunden verlaufen die Flüsse zwischen ihnen, bald an den Längsseiten der Hügel, bald an den Querseiten derselben passierend.

Eigenartige aufgesetzte Hügel glacialen Ursprungs stellen die Ooser (Åsar) dar, welche allerdings weniger in der Moränenlandschaft, als bereits im Bereiche der glacialen Erosion, in der Rundhöckerlandschaft, auftreten. Es sind dies langgedehnte Kiesrücken, welche, selten 70 m Höhe überschreitend, sich meilenweit annähernd verfolgen lassen, ohne im mindesten durch die Gestaltung ihrer Unterlage in ihrer Richtung beeinflußt zu werden. Von den Hauptoosern lösen sich gelegentlich rutenförmig Seitenooser ab. Die Richtung der ersteren stimmt ungefähr mit der der Gletscherbewegung überein[3]). Dieselbe zeichnete die Betten jener subglacialen Flüsse vor, welche die Ooser anhäuften.

---

[1]) W. M. Davis, The Distribution and Origin of Drumlins. Am. Journ. (3). XXVIII. 1884. p. 407. — W. Upham, The Structure of Drumlins. Proc. Bost. Soc. of Nat. Hist. XXIV. 1889. p. 228.

[2]) Zur Entstehungsgeschichte des Bodensees. Richthofen-Festschrift. Berlin 1893. S. 55.

[3]) Vergl. Hummel, Om Rullstensbildningar. Bitr. K. Svenska Vet.-Akad. Handlingar. 1874.

In Schottland und Irland werden endlich vielfach in den alten Gletschergebieten unregelmäßig angeordnete Schotterhaufen wahrgenommen, welche dicht nebeneinander gedrängt, den Eindruck der wogenden See machen. Das sind die Kames oder Esker, welche J. Geikie[1]) als die Schotterbänke der alten Gletscherströme deutet. Den subglacialen Ursprung von Drumlins, Kames und Oosern legte von neuem Chamberlin dar[2]).

Den Namen Moränenlandschaft schlug Desor[3]) in verschiedenen Publikationen vor, er verstand darunter lediglich die Endmoränenlandschaft. Eine systematische Einteilung verschiedener Typen der Moränenlandschaft gab Chamberlin[4]); die hier entwickelte schließt eng sich derselben an.

4. Die Schlammvulkane.

Findet in einer oberflächlichen Krustenschicht eine lebhafte Gasentwickelung, gewöhnlich infolge von Verwesungsprozessen, statt, und können die dabei entstehenden Gase das hangende feuchte Erdreich durchbrechen, so schleudern sie dasselbe durch die gebahnte Oeffnung aus, und es wird rings um dieselbe ein Kegel angehäuft. Diese Vorgänge besitzen insofern zwar Aehnlichkeit mit den echten vulkanischen, als eben Material auf die Erdoberfläche ausgeworfen wird und sich hier gelegentlich stromförmig ergießt; allein dies Material ist kein vulkanisches, es kommt nicht in feurig-flüssigem, sondern in durchfeuchtetem, schlammigem Zustand zu Tage. Man hat derartige Erscheinungen Schlammvulkane genannt. Dieselben ähneln Miniaturvulkanen, sie sind von rein kegelförmiger Gestalt und besitzen an ihrer Spitze einen breiten, von einem Sumpfe eingenommenen Krater. Gewöhnlich erheben sie sich nur wenige Meter über ihre Umgebung; die Macaluba unweit Girgenti hat eine relative Höhe von 50 m, an der Küste von Mekran erheben

---

1) The Great Ice Age. 2nd ed. 1877. p. 209.

2) The Horizon of Drumlin, Osar and Kame Formation. The Journ. of Geology. I. 1893. p. 255.

3) Die Moränenlandschaft. Verhandl. schweiz. naturf. Gesellsch. Schaffhausen. LVI. 1872. S. 121. — Le paysage morainique. 1875.

4) Preliminary paper on the Terminal Moraine of the second Glacial Epoch. IIIth Ann. Rep. U. S. Geological Survey. 1881/82. p. 291 (306).

sich mehrere Schlammvulkane 100—130 m hoch mit Böschungswinkeln von 40° [1]); die größten finden sich in der Gegend von Baku am Kaspisee. Hier steigen aus einer 142 m hohen Ebene der Toragai auf 428 m und der Kissilketschi auf 427 m Höhe an; der erstere hat einen Krater mit 400—430 m Durchmesser und einen Basisumfang von 18 km [2]). Geringeren Umfang haben die von Pallas entdeckten Schlammvulkane an den Ufern des Asowschen Meeres [3]).

Die Schlammvulkane kommen gewöhnlich gesellig vor. Die meisten sind an solche Petroleum- und Naphthadistrikte geknüpft, deren thonige Oberfläche von Grundwasser durchtränkt ist. Andere liegen im Bereiche von Deltas, in deren Schichten häufig Gasentwickelungen stattfinden. So erheben sich an den Mündungen des Mississippi häufig die Mud-lumps. Es sind dies Aufwölbungen des Seegrundes in der Nähe der Barren, welche, wenn sie 3—6 m Höhe erreicht haben, oben bersten, so daß sich ein Krater entwickelt, aus welchem Sand und Schlamm ausgeworfen werden, und welcher dann schließlich von einem See eingenommen wird [4]). Im Mündungsgebiete des Indus finden sich gleichfalls Schlammvulkane [5]). Auch als Begleiterscheinungen von Erdbeben entstehen Schlammvulkane an solchen Stellen, wo thoniger Boden oberflächlich aufreißt; aus den Spalten wird dann gelegentlich Sand oder Schlamm durch entweichende Gase ausgeworfen und zu Kegeln angehäuft. Dies geschah beim kalabrischen

---

[1]) Stife, On the Mud-craters and Geological Structure of the Mekran Coast. Quart. Journ. Geolog. Soc. XXX. 1874. p. 50.

[2]) Abich, Ueber eine im Kaspischen Meere erschienene Insel nebst Beiträgen zur Kenntnis der Schlammvulkane der kaspischen Region. Mém. Ac. Sc. Pétersbourg. (7). VII. Nr. 5. 1863. — Sjögren, Meddelande om slam-vulkanerna i Baku. Geolog. Fören Förh. Stockholm. VII. 1886. p. 416.

[3]) Abich, Einleitende Grundzüge der Geologie der Halbinseln Kertsch und Taman. Mém. Ac. Sc. Pétersbourg. (7). IX. Nr. 4. 1865.

[4]) Hilgard, On the Geology of the Delta and the Mudlumps of the Passes of the Mississippi. Am. Journ. (3). I. 1871. p. 238, 256, 425.

[5]) Buist, The Volcanoes of India. Trans. Bombay Geolog. Soc. X. p. 154.

Erdbeben 1783, bei dem Erdbeben von Achaja 1861 und jenem von Charleston 1886. In Achaja entstanden Kegel von 1 m Höhe, 10—12 m Durchmesser und einer Böschung von 10—20° [1]).

Die Schlammvulkane bilden wenig ausgedehnte und namentlich leicht vergängliche Unebenheiten, welche weniger wegen ihrer Höhe und Gestalt als wegen ihrer noch fortschreitenden Bildung die Aufmerksamkeit auf sich lenken. Auf Grund ihrer rein äußerlichen Aehnlichkeit mit den echten Vulkanen hat man ihnen viele Beachtung geschenkt und sie den Erscheinungen untergeordnet, die als Reaktionen des Innern der Erde gegen die Oberfläche zusammengefaßt wurden [2]). Die Schlammvulkane finden sich daher auch in einigen Sammelwerken über Vulkane aufgezählt [3]).

5. Die Sinterhügel.

Die in den obersten Schichten der Erdkruste zirkulierenden Wasser lösen Substanzen, welche sie beim Zutagetreten wieder ausscheiden, damit eigenartige Erhebungen aufbauend. Viele in Kalkgebieten auftretende Quellen scheiden Kalk aus. Derselbe umrandet die Quelle als eine Sinterablagerung, welche sich orographisch nicht selten als ein Gehängevorsprung ausspricht. Vor allem aber bauen heiße Quellen höchst charakteristische Formen am Orte ihres Auftretens auf, nämlich Sinterkegel, Sinterterrassen und Sinterbrücken. Sinterkegel entstehen als Umrandung einer im freien Felde aufsprudelnden Quelle dadurch, daß sich am Rande Sinter ausscheidet, welcher allmählich zu einer Röhre emporwächst. Fließt aus der Quelle konstant Wasser aus, so böscht sich die Röhre nach außen sanft ab, es entsteht ein echter, mehrere Meter hoher Kegel; stagniert hingegen das Wasser, so wächst die Röhre zu einem förmlichen Kelche auf. Derartige Sinterkelche umranden häufig die Geysir. Sin-

---

[1]) Jul. Schmidt, Studien über Erdbeben. 2. Ausg. Leipzig 1881. S. 76. — Lyell, Principles of Geology. 12th ed. 1875. II. p. 129. — Dutton, The Charleston Earthquake. IXth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1887/88. p. 209 (297).

[2]) Humboldt, Kosmos. IV. S. 212 (820).

[3]) C. W. C. Fuchs, Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Leipzig 1865. S. 500.

terterrassen bilden sich an solchen Gehängen, an welchen Thermen zu Tage treten. Jede Ausflußöffnung umrandet sich mit einem Sinterkranze, welcher das Wasser rückstaut und welcher allmählich zugleich in die Höhe und Breite wächst, sich in eine flache, an das Gehänge geklebte Schüssel umgestaltend; das aus diesen Schüsseln überfließende Wasser sammelt sich unter denselben von neuem, umwallt sich auch hier mit Sinter, es entsteht eine neue Schüssel, und dies wiederholt sich so lange, bis das Wasser soweit abgekühlt ist, dass es keine festen Substanzen mehr ausscheiden kann. Dies geschieht nach Weed[1]) wesentlich unter Mitwirkung organischer Kräfte. So bilden sich am Gehänge terrassenförmig übereinandergelagerte Schüsseln, also Wannen, und natürliche Brücken (siehe diese). Sintermassen, welche manche Flüsse, namentlich im Bereiche von Stromschnellen, absetzen, können sich endlich zu Dämmen entwickeln, welche Thalstrecken in Wannen verwandeln.

Die verschiedenen Formen der Sinterbildungen sind treue Begleiter der meisten Thermen, und sie bilden in Gegenden, in welchen, gewöhnlich als Nachwirkungen vulkanischer Thätigkeit, zahlreiche heiße Quellen emporsprudeln, ganze Landschaftstypen, wie z. B. in der Provinz Constantine bei Hammann-Mascoutine[2]), unweit des Tarawerasees auf Neuseeland[3]), wo allerdings die schönen Terrassen des Rotomahanasees bei der Explosion des Jahres 1885 zerstört wurden, namentlich aber im Yellowstone-Parke[4]).

---

[1]) Formation of Siliceous Sinter by the Vegetation of Thermal Springs. Am. Journ. (3). XXXVII. 1889. p. 351. — IX[th] Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1887/88. p. 619.

[2]) Vergl. Bull. Soc. géolog. XI. 1839/40. p. 129. — Daubrée, Les eaux souterraines à l'époque actuelle. II. Paris 1887. p. 23—24.

[3]) F. v. Hochstetter, Neuseeland. Stuttgart 1863. S. 251. — Geologie von Neuseeland. Novara-Exped. Geolog. Teil. I. 1. Abt. 1864. S. 124.

[4]) Hayden, XII. Annual Report of the United States Geological and Geographical Survey of the Territories, for 1878. Washington 1883. — Toula, Der Yellowstone-Nationalpark. Schrift. d. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntnisse. Wien. XXVII. 1886/87. S. 255.

6. Künstliche Hügel.

Zahlreiche natürlich meist kleine Hügel sind organischen Ursprungs. Wird man zwar kaum in Versuchung geraten, Maulwurfhaufen und Ameisenbauten für besondere Formen der Erdoberfläche zu erklären, so bilden doch die 4 m hohen Termitenbauten in der Umgebung des Kap York [1]) durch ihr häufiges Auftreten bereits ein wesentliches Moment in der Landschaft. Tumuli gleichen bei geselligem Vorkommen häufig natürlichen Geländeformen, wie so manche vergeblichen Ausgrabungsversuche bezeugen. Zahlreiche rundliche Hügel endlich von 200—300 m, ja selbst 500 m Durchmesser und einer Höhe von im Durchschnitte 20, gelegentlich aber auch 90 m im Gebiete des Orontes und oberen Euphrat sind nichts andres als Ruinenstätten, deren beträchtliches Volumen v. Luschan [2]) aus der Dicke der errichtet gewesenen Lehmmauern erklärt. Hierher gehören auch die Tell der babylonischen Wüste.

Kapitel III.

Die Thäler.

1. Formverhältnisse.

a) Einteilung.

Thäler sind langgedehnte und dabei verhältnismäßig schmale Einschnitte der Landoberfläche, welche teils geradlinig, teils gewunden mit gleichsinnigem Gefälle nach den Meeresräumen oder Binnenbecken führen, wobei sie sich auf der ozeanischen Abdachung nur ausnahmsweise als submarine Thäler unter das Meeresniveau, auf den binnenländischen Abdachungen unter deren Zentrum herabsenken und sich nirgends gegenseitig durchqueren. Treffen sich zwei benachbarte Thäler, so verschmelzen

---

[1]) Narrative of the Voyage of H. M. S. Challenger. 1873 bis 1876. II. 1885. p. 532.

[2]) Ausgrabungen in Sendschirli. I. Mitteil. a. d. orientalischen Sammlungen. Berlin. XI. 1893. S. 1 u. 4.

sie zu einem einzigen, welches als Fortsetzung beider entgegentritt.

So feststehend der Begriff Thal im täglichen Leben erscheint, so wenig scharf ist er bislang in geographischen Werken gefaßt worden. In einer stattlichen Zahl neuerer Werke über physikalische Geographie und selbst über Thalbildung wird überhaupt nicht gesagt, was ein Thal ist, in anderen wiederum finden sich durchaus ungenügende Umschreibungen dieses Begriffes. So erklärt G. A. v. Klöden[1]) die Thäler als rinnenförmige Einschnitte zwischen den Erhebungen der Gebirge, und v. Sonklar[2]) nennt kurzhin die Vertiefungen zwischen Hügeln und Bergen Thäler. Ein wie breiter Spielraum bei einer solch unbestimmten Fassung bleibt, erhellt am deutlichsten daraus, daß v. Humboldt[3]) den Atlantik als Thal betrachtete und äußerte, daß derselbe alle Spuren einer Thalbildung trage. Bei einer solchen Auffassung wird die Lehre von der Thalbildung zur Lehre von der Entstehung aller Vertiefungen überhaupt. Ganz anders gestaltet sich jene Aufgabe, wenn, wie hier durchgeführt, nur die langen und dabei verhältnismäßig schmalen Einschnitte der Erdoberfläche als Thäler gelten und zugleich, dem Beispiele von Greenwood[4]) folgend, Gewicht auf die Kontinuität ihres Gefälles gelegt wird: dann kommen von den vielen, die Erdoberfläche umgestaltenden Vorgängen nur jene als Thalbildner in Betracht, welche linear wirken und dabei eine Kontinuität des Gefälles herzustellen vermögen. Es werden daher von den Thälern unterschieden einerseits die breiten Vertiefungen der Erdoberfläche, welche meist nicht Hohlformen sind, nämlich die Senken und jene schmalen Einschnitte, deren Boden kein gleichsinniges Gefälle hat, nämlich die Thalungen.

An jedem Thale sind Gehänge und Sohle oder Boden zu unterscheiden. Die Thalgehänge sind die Seiten des Einschnittes, welche nach unten nicht in einer Kante zusammenstoßen, sondern zwischen welche sich hier eine schmale Ebene einschaltet, der Thalboden. Derselbe wird gewöhnlich teilweise, manchmal auch gänzlich von fließendem Wasser, von einem Bache, Flusse oder Strome eingenommen, welches nur äußerst selten fehlt. Thäler ohne fließendes Wasser heißen Trockenthäler. Der Boden senkt sich ununterbrochen in einer bestimmten

---

[1]) Handbuch der physischen Geographie. Berlin 1859. S. 104.
[2]) Allgemeine Orographie. Wien 1873. S. 116.
[3]) Kosmos. I. Stuttgart 1845. S. 309. Vergl. I. S. 107.
[4]) Rain and Rivers. London 1857. p. 150.

Richtung, wodurch das Thalgefälle zum Ausdruck gebracht wird.

Einem Thale in der Richtung seines Gefälles also abwärts folgend, erreicht man schließlich den Thalausgang, eine Stelle, an welcher die Thalgehänge entweder gänzlich verschwinden, so daß die Thalsohle ins Niveau seiner Umgebung zu liegen kommt, oder an welcher die Gehänge nach entgegengesetzten Richtungen hin umbiegen und aufhören, Thalgehänge zu sein. Höchst selten nur bemerkt man, wie die beiderseitigen Gehänge sich nach abwärts zusammenschließen, einen unteren Thalschluß bildend, der regelmäßig jedoch von einem Höhleneingange durchsetzt wird, wodurch das Thal einen unterirdischen Ausgang erhält. Aufwärts in einem Thale wandernd, erreicht man den Thalbeginn. Das ist entweder eine Stelle, wo der Thalboden verschwindet und beide Gehänge miteinander in ein gleich hohes Hintergehänge verschmelzen, nämlich der Thalschluß; oder man sieht, wie die Thalgehänge sich als solche eines anderen, entgegengesetzt fallenden Thales fortsetzen, so daß aus einem linken Gehänge des einen Thales das rechte des anderen wird und umgekehrt. Dabei verwachsen bisweilen auch die Sohlen beider Thäler miteinander; man erreicht die Oeffnung des einen Thales nach dem anderen. Endlich aber kann man auch ähnliche Verhältnisse wie am Thalausgang beobachten, es verschwinden die Gehänge oder treten auseinander, man hat den Thaleingang erreicht. Hiernach lassen sich folgende vier Haupttypen von Thälern unterscheiden:

1. Geschlossene Thäler, solche mit deutlichem Thalschluß.

2. Offene Thäler, welche nach anderen geöffnet sind.

3. Durchbruchs- oder Durchgangsthäler mit Thaleingang und -Ausgang.

4. Blinde Thäler mit unterem Thalschlusse und unterirdischem Ausgang.

Der Sprachgebrauch wendet für Thalschluß, Thalöffnung und Thalausgang auch ohne sonderlich scharfe Trennung die Ausdrücke Thalanfang oder Thalende an, wobei gewöhnlich erst aus dem

Zusammenhange geschlossen werden kann, was darunter verstanden ist. So ist z. B. dem Bewohner des unteren Innthales der Ausgang desselben bei Brandenberg entschieden das Thalende, während er dem Bewohner des Alpenvorlandes als Thalanfang entgegentritt. Ebenso ist der Eingang des Rheindurchbruches bei Bingen durch das Schiefergebirge dem aufwärts Reisenden das Ende, dem abwärts Reisenden der Anfang des Durchbruches.

Die aufgestellten vier Hauptthalformen lassen sich in den bei weiten meisten Fällen deutlich voneinander trennen, und wirkliche Uebergänge kommen nur zwischen den geschlossenen und offenen Thälern häufiger vor, indem sich vielfach nur teilweise geöffnete Thäler finden, d. h. es schließen sich beide Gehänge nicht zu einem gleich hohen zusammen, sondern verwachsen nur mit ihren unteren Partieen, während sich ihre oberen als Gehänge eines entgegengesetzten Thales fortziehen. Bei solchen teilweise geöffneten Thälern kann der Grad der Oeffnung ein sehr verschiedener sein.

Der Formenreichtum der Thäler wird durch eine außerordentliche Mannigfaltigkeit in der Ausbildung von Sohle und Gehänge, sowie durch die Art ihrer Erstreckung bewirkt.

b) Der Thalboden.

Der Thalboden erscheint gewöhnlich als ein ebener, sanft abfallender Streifen Landes von sehr wechselnder Breite. Im Minimum reduziert er sich auf die Breite des Gewässers, welches im Thale fließt und aus welchem dann die Gehänge direkt aufsteigen. Dies geschieht dabei meist unter steilem Winkel. Man hat es dann mit einer Schlucht (ravine englisch, gill Nordengland; gorge französisch; barranco, quebrada, garganta, cárcova spanisch) zu thun. Andererseits kann aber die Thalsohle eine so stattliche Breite erlangen, daß man zweifeln kann, ob man sie noch als solche und nicht bereits als eine selbständige zwischen zwei Gebirgsabfällen gelegene Ebene am Boden einer Senke zu betrachten hat.

Eine scharfe Grenze gibt es hier nicht, jedoch entspricht es im allgemeinen dem Sprachgebrauche, wenn die Ebenen, welche

über die Luftlinie zwischen den begrenzenden Höhen als Konvexität der Erdoberfläche ansteigen, als selbständige Formen gelten. In diesem Sinne spricht man von einer oberrheinischen Tiefebene und von einer ungarischen Tiefebene und nicht bloß von einer Weitung des Rhein- oder Donauthales. Hiernach gibt es in allen selbständigen Ebenen Stellen, an welchen der Horizont durch den Boden der Ebene begrenzt wird. (Vergl. I. S. 91.) Bei dieser Auffassung der Ebenen ergibt sich eine engere des Begriffes Thal, als er von v. Richthofen[1]) angenommen worden ist.

Im Verfolge ein und desselben Thales bemerkt man einen vielfachen Wechsel in der Breite der Thalsohle. Dieselbe verbreitert sich hier und gibt zur Bildung eines Thalbeckens oder Thalkessels oder einer Thalweitung Veranlassung; dort aber verschmälert sie sich, und es tritt eine Thalenge entgegen, die bei schluchtartigem Charakter in den Alpenländern Klamm und bei leichter Absperrbarkeit Klause heißt. Thalengen und Thalweitungen wechseln in vielen Thälern ganz regelmäßig miteinander ab.

Der Thalboden hat zwei Neigungen: er senkt sich einerseits gewöhnlich nach dem Flusse hin, welcher das Thal durchströmt, oder fällt in selteneren Fällen von diesem ab; andererseits senkt er sich mit dem Flusse entsprechend der Fallrichtung des Thales. Als Regel kann angenommen werden, daß das Gefälle des Thales durchaus mit dem Flußgefälle übereinstimmt. Es wiederholt die mannigfaltigen Formen des letzteren, ist meist in den aufwärts gelegenen Thalpartieen größer als in den abwärts folgenden und zeigt einen sehr gleichmäßigen Verlauf, der dem ausgeglichenen Gefälle der Flüsse ähnlich ist. Thäler dieser Art mögen daher Normalthäler heißen.

Andere Thäler besitzen ein sehr ungleichmäßiges Gefälle. Stellen mit sanftem Gefälle wechseln mit solchen steileren, es entwickelt sich ein charakteristischer Stufenbau im Thale, und dieses wird zum Stufenthale. Jede Stufe hat eine flachgeneigte Höhe und einen mehr oder weniger steilen Abfall. Wird derselbe sehr steil,

---

[1]) Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 634.

so entsteht ein Absturz, der durch Schnellen und Wasserfälle markiert wird. Sehr häufig bezeichnet der Abfall der Thalstufen zugleich Thalengen, während sich Thalweitungen an die Höhe der Stufen knüpfen. Normalthäler hingegen zeigen selten den Wechsel von Weitungen und Engen.

In manchen Thälern tritt die sonst bemerkenswerte Konkordanz zwischen dem Verlaufe der festen Thalsohle und dem Flußgefälle zurück, und dann ist es lediglich der Wasserspiegel, welcher die Abdachung des Landes zum Ausdrucke bringt. Es wellt der feste Thalgrund auf und ab, bildet hier Riegel, die das Thal quer durchsetzen und Wannen abschließen, in welchen sich das im Thale rinnende Wasser zu einem Thalsee aufstaut. Solche Thalseen gleichen durch ihren Spiegel die Unregelmäßigkeit im Gefälle des festen Thalbodens wieder aus und stellen die Kontinuität in der Richtung desselben her. Sie liegen gewöhnlich auf der Höhe der Thalstufen und krönen in den Thälern einiger Länder eine jede derselben, so daß sich See an See reiht. Zwischen denselben finden sich in der Regel steile Abstürze des Thalbodens, über welche das Wasser in Fällen herabspringt. Flächen stehenden Wassers wechseln hier mit Kaskaden. Namentlich Norwegen zeigt derartige Seethäler, die im allgemeinen auf die Regionen beschränkt sind, in welchen das Seephänomen auftritt. Nicht überall ist aber der Thalriegel noch so ununterbrochen, daß er hinter sich eine Wasserfläche aufstauen könnte. Oft wird er vom Flusse in einer engen Schlucht durchschnitten, welche so tief eingesenkt ist, daß sie die oberhalb gelegene Thalwanne aufschließt. Dieser Fall stellt ein weiteres Beispiel der Diskordanz zwischen der festen Thalsohle und dem Spiegel des Thalflusses dar.

Ist durch den Verlauf des festen Thalbodens eine Veranlassung zur Unterbrechung des Parallelismus zwischen ihm und der Oberfläche des im Thale rinnenden Wassers gegeben, so liegt eine weitere Ursache hierfür in letzterem selbst. Am Grunde von Flüssen und Strömen wechseln tiefe Pfühle und seichte Schwellen miteinander, so daß dann, wenn der Fluß im Thale aufhört zu

fließen, er selbst Unregelmäßigkeiten im festen Thalboden hinterläßt, und zwar mehr oder weniger ausgedehnte, im allgemeinen nur wenig tiefe isolierte Wannen. Solche Kolke, die sich meist mit Wasser füllen, sind bezeichnend für Thäler, die gänzlich oder zeitweilig vom rinnenden Wasser verlassen sind, also für dauernde oder periodische Trockenthäler; sie bezeichnen auch etwaige Verlegungen des Flußbettes auf dem Thalboden. Sie charakterisieren die Thäler von Steppenflüssen in trockenen Zeiten ebenso wie Thäler mit breitem Boden, auf welchem der Fluß sein Bett vielfach verlegt, also die Thalauen.

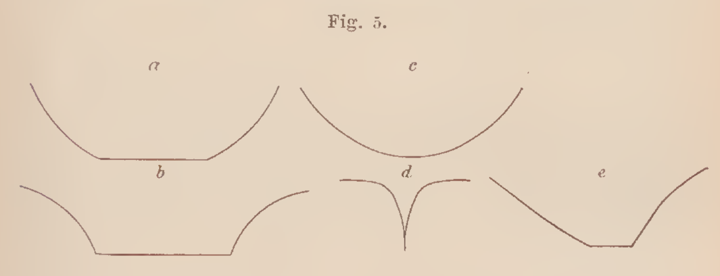
Seinem Material nach ist der Thalboden meist zu den eingelagerten Gebilden des Thales zu zählen; er besteht nämlich der Regel nach aus den Anschwemmungen des Thalflusses, welche in sehr wechselnder Mächtigkeit entgegentreten. In Normalthälern bilden sie gewöhnlich eine wenig mächtige Schicht; in den Stufenthälern sind sie in den Weitungen oft mächtiger als in den Engen. Gelegentlich fehlen sie in letzteren ganz; fester Fels bildet hier sehr häufig die Thalriegel. Meist ist der Fluß etwas in die Thalsohle eingesenkt, dieselbe bricht mit einem kleinen Abfalle gegen ihn ab. Nicht selten wiederholen sich solche Abfälle mehrmals nebeneinander; es entsteht ein terrassierter Thalboden. Bisweilen aber ist der Fluß nicht in die Thalsohle eingeschnitten, sondern fließt durchweg höher als dieselbe zwischen den Dämmen dahin, die er sich selbst aufgeschüttet hat und die dann gleichfalls als eingelagerte Formen zu bezeichnen sind (Dammthalböden). Weitere eingelagerte Formen sind die Schuttkegel, welche die an den Thalgehängen entstehenden Wildwasser aufbauen, ferner angehäufte Bergsturztrümmer, Moränenwälle früherer Gletscherenden, sowie endlich die Zungen von Thalgletschern. Erstrecken sich dieselben quer über ein Thal, so können sie wie Thalriegel fungieren; gleiches gilt von den Schuttkegeln, den Bergsturztrümmern und Moränenwällen.

Unter Umständen können derartige eingelagerte Formen zur Bildung von natürlichen Brücken führen. In enge Schluchten sind nicht selten gewaltige Felstrümmer eingeklemmt, welche die beiderseitigen Schluchtwände schließen; ein seltener Fall ist, daß sich die Sinterbildungen einer Quelle allmählich über ein Thal wölben. (Vergl. Höhlungen.)

c) Die Thalgehänge.

Der landschaftliche Charakter der Thäler spiegelt sich namentlich in der Höhe und im Verlaufe ihrer Gehänge. Die Höhe derselben bestimmt die Thaltiefe, welche sehr verschieden ist, von einigen Metern bis zu 2—4000 m schwankt; man könnte zwischen Flachthälern von unter 200 m Tiefe und Tiefthälern scheiden. Der Abfall der Thalgehänge steht nicht in einer bestimmten Beziehung zur Thaltiefe. Manche Flachthäler von 30 bis 40 m Tiefe haben sehr steile Gehänge, wie z. B. das Isarthal oberhalb München, während andere von sanft

Fig. 5.



Querschnitte von Thälern.

ansteigenden Höhen begleitet werden, wie z. B. das Isarthal bei Landshut. Durchschnittlich aber sind die Tiefthäler wohl steilwandiger als die Flachthäler. Deutlicher spricht sich eine Beziehung zwischen Breite des Thalbodens und dem Böschungsgrade der Gehänge aus; Thäler mit schmaler Sohle, also enge Thäler, sind meist steilwandiger als breite Thäler. Ganz selten nur, in der Regel dort, wo der Thalfluß ihren Fuß unterwäscht, hängen die Gehänge über. Die Art des Abfalles der Gehänge wechselt mit ihrem Materiale. Jedes einzelne Gestein tritt mit charakteristischem Böschungswinkel entgegen, welcher allerdings von Ort zu Ort wechselt. Weiche und lockere Materialien streben sanfter an als feste, die Klüftung der letzteren spielt eine wesent-

liche Rolle; Gesteine mit senkrechten Fugen steigen steiler an als solche mit schrägen. Alle die I. S. 236 erwähnten Verhältnisse kommen hier in Betracht. Im großen und ganzen lassen sich konkave, konvexe und abgestufte Gehänge unterscheiden. Durch die Art und Weise, wie sich diese Gehängeformen mit mehr oder weniger breiten Thalsohlen verbinden, entstehen verschiedene Thalquerschnitte. Es lassen sich drei Typen derselben unterscheiden:

1. konkave Gehänge mit (Fig. 5 a) oder ohne (Fig. 5 c) deutlich abgesetzter Thalsohle, Thalmulden;

2. konvexe Gehänge mit breiter Thalsohle (Fig. 5 b), Thaltröge;

3. konvexe Gehänge mit sehr schmaler Thalsohle (Fig. 5 d), Schluchten.

Die beiden gegenüber befindlichen Thalgehänge sind nicht immer gleich steil. Es senkt sich häufig das eine steil, das andere sanft, oder das eine ist konvex, das andere konkav (Fig. 5 e). Alle derartigen Thäler nennt man asymmetrische. Die Asymmetrie ist entweder eine konstante oder eine alternierende, indem entweder stetig oder abwechselnd das rechte und das linke Thalgehänge das steilere ist.

Der stufenförmige Abfall der Thalgehänge knüpft sich häufig an einen Wechsel in der Beschaffenheit des Gehängemateriales, an die Grenze verschieden widerstandsfähiger Schichten. In diesem Falle stehen die Abstufungen in direkter Abhängigkeit vom Schichtbau der Umgebung und in keiner unmittelbaren Beziehung zum Thale. Solche Stufen mögen Bänder heißen. Als Thalleisten hingegen seien mit Löwl[1]) die Abstufungen der Gehänge bezeichnet, welche im großen und ganzen der Thalsohle parallel laufen und vom Schichtbau unabhängig sind. Diese Thalleisten treten auf beiden Thalgehängen gewöhnlich in entsprechender Höhe auf und haben meist dieselbe Gefällsrichtung wie der Thalboden, obwohl dies nicht

---

[1]) Löwl, Siedlungsarten in den Hochalpen. Forsch. zur deutschen Landes- und Volkskunde. II. 6. 1888. S. 17.

notwendigerweise der Fall zu sein braucht. Diese Senkung aber geschieht nicht in demselben Maße, wie beim Thalboden, sondern teils rascher, teils langsamer. Sehr häufig setzen sich Thalleisten an die Höhen der Thalstufen an und deuten dieselben abwärts vom Abfalle der Stufen an. Die Breite dieser Thalleisten ist sehr wechselnd. Gewöhnlich sind sie weit schmaler als der Thalboden, doch kommt auch der umgekehrte Fall nicht selten vor. Es schwellen die Leisten zu sehr breiten Terrassen, förmlichen Tafeln, Mesas[1]), im Elbsandstein bezeichnenderweise Ebenheiten[2]) genannt, an, zwischen welchen dann ein schmaler Thalboden liegt. Die Terrassen erscheinen dann gleichsam als der Boden eines großen und breiten Thales, in dessen Sohle ein schmaleres und gewöhnlich minder tiefes Thal eingesenkt ist. Man hat ein Thal im Thale.

Derartige Erscheinungen sind ungemein häufig. Der große Cañon des Coloradoflusses erscheint eingesenkt in ein breites, weit weniger tiefes Thal, dessen Boden als Mesas hoch über der Sohle des Cañon entgegentreten[3]). Unweit Innsbruck entfalten sich die Thalterrassen zu solcher Breite, daß man, auf denselben stehend, sich auf der Sohle eines breiten, 1600 m tiefen Thales wähnt und kaum gewahr wird, daß der Inn noch 400 m tiefer in dies sog. Mittelgebirge einschneidet. Sind derartige Thalterrassen sehr niedrig, so gehen sie in einen terrassierten Thalboden über, und auf diese Weise erscheinen die Gehängeleisten auf das innigste mit der Thalsohle verknüpft, welch letztere dann, wenn ein Riegel von einer Schlucht durchschnitten wird, bereits das Phänomen des Thales im Thale aufweist.

Aus den sehr breiten Terrassen, welche den Eindruck eines Thales im Thale hervorrufen, erheben sich bisweilen einzelne Rücken, welche parallel der Thalrichtung gestreckt sind und welche jene Terrassen in zwei langgedehnte Furchen trennen.

---

1) Whitney, Names and Places. 1888. p. 182.

2) Hettner, Gebirgsbau und Oberflächenbau der sächsischen Schweiz. Forsch. z. deutschen Landes- und Volkskunde. II. 4. 1887. S. 9.

3) Dutton, Tertiary History of the Grand Cañon District. 1883. p. 88.

Dies tritt recht deutlich auf den Terrassen des Salzachdurchbruches von Taxenbach hervor. Dieselben steigen bis zu 900—1000 m Höhe an, aus ihnen erheben sich einzelne Rücken bis über 1100 m und gliedern die Terrassenfläche in eine nördliche und eine südliche Furche, von welchen zunächst die erstere, dann die letztere von der Salzach zerschnitten ist.

Diese Erscheinung führt zu jener der Doppelthäler. Es sind dies breite Thäler, aus deren Mitte sich langgedehnte, schmale Höhenrücken erheben. Letztere sind teils durch den echten Thalboden, teils durch tiefe Einsenkungen, die ihrem Niveau nach Thalterrassen entsprechen, von den gegenüberliegenden Gehängen getrennt. Diese Rücken werden vom Thalflusse oft unterbrochen, der bald rechts, bald links von ihnen fließt.

Die Längsthäler der Ostalpen zeigen mehrorts eine derartige Entwickelung, so z. B. das Murthal im Lungau. Zwischen den niederen Tauern und den norischen Alpen erstreckt sich eine breite Thalung, aus welcher sich in der Mitte ein nicht allzuhoher, oft unterbrochener Rücken erhebt, der Tamsweg-Sekkauer Höhenzug [1]). Derselbe ist gegen die nördlich und südlich befindlichen Gebirge durch niedrige Senken abgegrenzt, denen das eigentliche Murthal bald nördlich, bald südlich von ihm folgt. Entsprechendes wiederholt sich im Mürzthale, parallel mit welchem ein durch zahlreiche niedere Uebergänge bezeichneter Thalzug verläuft, der vom Mürzthale nur durch den niedrigen Floningzug abgegrenzt ist.

Der Grundriß der Thalleisten verläuft manchmal in charakteristischer Weise gebogen, und zwar bilden sie dann konkave Nischen in den Thalgehängen, was de la Noë und de Margerie durch ein ausgezeichnetes Beispiel aus der Gegend von Verdun belegen [2]). Ihrer Zusammensetzung nach sind die Thalleisten teils ausgearbeitete, teils eingelagerte Formen. Im ersteren Falle bestehen sie aus dem Materiale des Thalgehänges selbst und werden dann vielfach als Felsterrassen oder Gehängeleisten bezeichnet; im letzteren Falle bestehen sie aus Flußgeröll oder Flußsand, Materialien, welche jenen des Thalbodens gleichen. Das sind die Schotter-

---

[1]) Vergl. A. Böhm, Einteilung der Ostalpen. Geogr. Abhdgn. Wien. I. 3. 1887. S. 392.

[2]) Les formes du terrain. Taf. V. Fig. 7.

terrassen oder Schotterleisten, auch Wagrame genannt; beide, Fels- und Schotterleisten, können die obenerwähnte breite Entwickelung zeigen und zum Phänomen des Thales im Thale führen. Es gibt Mesas, aus Schottern aufgebaut, wie die von Sievers[1]) aus der Cordillera von Mérida beschriebenen, und solche, welche aus Fels bestehen, wie die Mesas des Coloradogebietes; die Ebenheiten hingegen sind lediglich ausgearbeitete Formen. Sehr häufig verbinden sich Gehänge- und Schotterleisten und es tritt auf der Höhe der Felsleiste eine dünne Schotterdecke auf.

Neben den Bändern und Leisten trifft man in vielen kultivierten Gebieten künstliche Terrassierungen von solcher Ausdehnung, daß sie einen auffälligen Bestandteil der Szenerie bilden. Dies ist z. B. in den Thälern westlich des Gardasees der Fall, wo bis 200—300 m Höhe die Gehänge treppenförmig abgestuft sind, ohne daß gegenwärtig noch die Bodenkultur von den dadurch gewonnenen Flächen Gebrauch machte. Nach de Lapparent[2]) gehören die Rideaus in den nord- und ostfranzösischen Thälern gleichfalls hierher, während sie nach Lasne[3]) dadurch entstanden, daß die Schichten der Gehänge infolge von Untergrabung in ähnlicher Weise längs Fugen absaßen, wie dies I. S. 224 dargethan wurde.

Gegen den Thalboden setzt sich das Gehänge meist längs einer deutlich ausgesprochenen Kante ab; das ist der Fuß des Thalgehänges. Dieser Fuß verläuft im allgemeinen in der Thalrichtung. Springt das eine Thalgehänge weit gegen das andere auf Kosten des dazwischengelegenen Thalbodens hervor, so bildet es einen Thalsporn, welcher nur eine lokale, vom Wechsel der Weitungen und Engen unabhängige Verschmälerung des Thalbodens bewirkt. Endlich sei der mannigfachen Wasserrisse gedacht, welche eine Gliederung der Thalgehänge in der Vertikalen bewirken (vergl. S. 78).

---

[1]) Die Cordillere von Mérida. Geogr. Abhdgn. Wien. III. 1. 1888. S. 145.

[2]) Sur la formation des accidents de terrains appelés rideaux. C. R. CXI. 1890. p. 660.

[3]) Corrélation entre les diaclases et les rideaux des environs de Doullens. C. R. CXI. 1890. p. 73. Vergl. auch ebenda p. 660, sowie Bull. Soc. géolog. (3). XVIII. 1889. p. 477. XIX. 1890. p. 34.

d) Thaleingang und -ausgang. Hintergehänge.

Biegen die Thalgehänge nach entgegengesetzten Richtungen hin um, ohne sich einander wieder zu nähern, so entstehen, wie schon angedeutet, Thalein- und -ausgänge, die Gehänge hören dann auf Thalgehänge zu sein und setzen sich als Gebirgsabfälle fort. Es ziehen sich am Ausgange des Innthales die Gehänge desselben als nördlicher Alpenabfall weiter. Dabei zeigt sich gelegentlich, daß der Ausgang kein vollständiger ist, indem sich an ein Tiefthal ein Flachthal dermaßen anknüpft, daß zwar die Gehänge des ersteren zurücktreten, daß sich aber deren niedrige Terrassen in den Gehängen des Flachthales fortsetzen. Derartiges zeigt der Ausgang des Ennsthales bei der Stadt Steyr in Oesterreich; der Abfall der alpinen Ennsthalterrasse wird hier zum Gehänge des subalpinen Ennsthales. Man hat einen teilweisen Thalausgang vor sich. Ein solcher tritt überall dort entgegen, wo ein Tiefthal unvermittelt in ein Flachthal übergeht, und umgekehrt hat man teilweise Thaleingänge dort, wo ein Flachthal plötzlich zu einem Tiefthal wird. Zahlreiche Uebergänge finden sich zwischen echten und teilweisen Thalausgängen. Weit seltener kommen Eingang und Ausgang eines Thales durch allmähliche Verflachung der Gehänge zu stande. Es geschieht dies lediglich dort, wo Thäler in schiefe Ebenen sich hineindrängen oder aus denselben heraustreten. Manche Thäler Mittelbelgiens haben derartige verflachte Ausgänge im Gegensatze zu den Gebirgsausgängen der Alpenthäler.

Sehr mannigfaltig geschieht das Verschmelzen der Thalgehänge am Thalschlusse. Sie bilden hier ein Hintergehänge[1]), welches den höchsten Punkt der Thalsohle, den Thalursprung, umschließt. Sehr häufig haben dabei die Gehänge konkave Form, so daß der Thalschluß eine mehr oder weniger kesselförmige Gestalt erhält, je nach der Höhe und Steilheit der Gehänge. Setzt sich zugleich der Thalboden scharf von den steilen Gehängen ab, so

---

[1]) v. Sonklar, Allgemeine Orographie. Wien 1873. S. 125.

entsteht eine auf drei Seiten steil umwallte Fläche, welche an antike Amphitheater erinnert. Derartige Formen des Thalschlusses werden Thalcirken genannt; man kennt sie in den Pyrenäen (Cirkus von Gavarnie [1]), nicht minder großartig aber auch in den Alpen (Thalschluß von Ferleithen; Julische und Steiner Alpen) und vor allem in Norwegen. Die hier auftretenden Thäler haben ihren Schluß meist in sehr tiefem Niveau und führen gleichsam in das Gebirge hinein; sie erscheinen meist als Sackthäler. Sehr häufig findet sich in der Gegend des Thalschlusses ein überraschender Stufenbau: es schließen sich die unteren Partieen der Thalgehänge zusammen, oberhalb dieses Schlusses, welcher von den gewöhnlichen Thalstufen durch seine imposante Höhe abweicht, stellt sich ein neues Stück Thalboden ein, welcher abermals in gleicher Weise abgeschlossen ist. Dies wiederholt sich mehrmals; es entsteht ein abgestufter Thalschluß, welcher in den europäischen Hochgebirgen nicht selten ist. Er zeichnet z. B. das Möllthal an der Pasterze in den Ostalpen aus und wiederholt sich in zahlreichen kleineren Thälern. Auf den zwischen den einzelnen Abstufungen des Thalschlusses gelegenen Strecken des Thalbodens treten häufig Seen entgegen, die treppenförmig ansteigende Reihen bilden [2]). Werden die Entfernungen zwischen den einzelnen Staffeln des abgestuften Thalschlusses größer und größer, so geht derselbe in ein Stufenthal über. Manche Thäler haben einen nur wenig ausgeprägten Thalschluß. Ihre Gehänge verflachen sich nach aufwärts, setzen sich nur undeutlich vom Thalboden ab und verwachsen derart, daß sie eine flache Mulde bilden. Derartige muldenförmige Thalschlüsse zeichnen namentlich Flachthäler aus; sie ziehen sich allmählich oder gelegentlich ziemlich rasch in deutliche Thalrinnen aus, die sich im letzteren Falle durch eine Art Ein-

---

[1]) Penck, Der Mont-Perdu und der Cirkus von Gavarnie. Erläuterungen zu Hölzels Geogr. Charakterbildern. Suppl.-H. 2. Wien 1893.

[2]) Vergl. unter Kartreppen. S. 305.

gang von der Mulde absetzen. Auf diesen Thaleingang beschränkt E. Geinitz die Benennung Thalbeginn[1]).

Der untere Thalschluß bei den streng genommen zu den Wannen gehörigen blinden Thälern ist gewöhnlich wandartig entwickelt und durchbrochen von einem mehr oder weniger großen Höhlenthore, welches den Thalfluß aufnimmt. Dieser Art sind die unteren Thalschlüsse der meisten blinden Karstthäler, namentlich des Foibathales unweit Mitterburg (Pisino) in Istrien und des Rekathales bei St. Canzian unweit Triest[2]). Bei letzterem tritt die Reka, bald nachdem sie sich in den unteren Thalschluß ergossen, wieder in einer Doline zu Tage, wodurch jener Thalschluß Aehnlichkeit mit einer natürlichen Brücke erhält, die aus dem Materiale der beiderseitigen Thalgehänge besteht, welche über der Thalsohle, bezw. über dem Thalflusse miteinander verwachsen. Derartige natürliche Brücken sind, wie die Zusammenstellung Boués[3]) lehrt, ziemlich selten.

e) Die Thalrichtung.

Selten nur behält ein Thal auf größere Strecken seine Richtung bei, meist ändert es dieselbe auf kurze Entfernungen, und zwar entweder, indem es unter rechtem Winkel öfters umbiegt oder indem es eine vielfach gewundene Kurve beschreibt, welche mit den Mäandern eines Flusses auffällige Aehnlichkeit besitzt. Bourguet[4]) machte hierauf besonders aufmerksam und sprach von ein- und ausspringenden Winkeln der Thäler, die aber nicht allenthalben, wie de Saussure[5]) betonte, vorhanden

[1]) Die Seen, Moore und Flußläufe Mecklenburgs. Güstrow 1886. S. 3, 4.

[2]) Friedrich Müller, Führer in die Grotten und Höhlen von Sanct Canzian. Triest 1887.

[3]) Ueber die kanalartige Form gewisser Thäler und Flußbetten. Sitzb k. Akad. Wien. Math.-naturw. Klasse. XLIX. 1864. S. 487. Vergl. P. M. 1865. S 199.

[4]) Lettres philosophiques sur la formation des sels et des cristaux. Amsterdam 1729. p. 194.

[5]) Voyages. I. p. 510.

sind. Das Moselthal im rheinischen Schiefergebirge kann als Typus solcher Mäanderthäler gelten. Dieselben sind gewöhnlich alternierend asymmetrisch, das Gehänge, welches sich nach den konvexen Stellen richtet, ist stets sanfter als das über den konkaven sich erhebende. Bei aller Gewundenheit des Verlaufes der Mäanderthäler im einzelnen ist die mittlere Richtung derselben eine ziemlich konstante. Sie wird als Richtung des Thalweges[1]) bezeichnet. An vielfach gewundene Mäanderthäler knüpft sich gelegentlich das Phänomen der toten Thäler. Mit diesem Namen seien die Thalstrecken bezeichnet, die in einer Windung von einem andern Thale abbiegen, um dasselbe nach kurzem Laufe wieder zu erreichen. In solchen toten Thälern fehlt gewöhnlich das rinnende Wasser, und ihr Boden liegt manchmal auch höher als derjenige des Thales, an welches sie sich knüpfen. Die Thalstrecke, welche die toten Thäler abschneidet, zeigt gelegentlich besonders große Gefälle, und der Thalfluß hat hier Schnellen (Neckar bei Lauffen); im Ardèchethal ist sie durch eine natürliche Brücke, Pont d'Arc genannt, ausgezeichnet, unter welcher die Ardèche, die tote Thalstrecke abschneidend, hindurchfließt[2]).

Während die stetig gewundenen Mäanderthäler in keiner Abhängigkeit von dem tektonischen Bau ihrer Umgebung stehen, ist eine solche Abhängigkeit bei geradlinigen Thälern sehr häufig unverkennbar. Sehr viele längere geradlinige Thäler folgen dem Streichen der Schichten, und werden daher seit H. B. de Saussure[3]) als Längs- oder Longitudinalthäler bezeichnet, im Gegensatz zu den Quer- oder Transversalthälern, welche quer zum Schichtstreichen verlaufen. Derartige Querthäler sind im allgemeinen weit seltener geradlinig als die Längsthäler. Thäler, welche ihre Richtung öfters unter rechtem oder nahezu rechtem Winkel ändern, setzen

---

[1]) Dieser Ausdruck wird im Deutschen vielfach synonym mit Stromstrich gebraucht; er ist unverändert ins Französische in dem hier gebrauchten Sinne übergegangen.

[2]) Reclus, Géographie universelle. II. p. 229.

[3]) Voyages dans les Alpes. 1779. I. p. 511.

sich meist aus abwechselnden Quer- und Längsthalstrecken zusammen. Alle solchen Thäler, deren Richtung in Beziehung zum geologischen Aufbau des Landes steht, werden tektonische genannt, die übrigen mögen gewöhnliche oder atektonische heißen.

Die Querthäler kann man mit J. W. Powell[1], je nachdem sie mit den Schichten oder gegen dieselben fallen, in Kataklinal- und Anaklinalthäler trennen, sowie in Diaklinalthäler, wenn sie sich durch gefaltetes Land erstrecken, bald mit den Schichten, bald gegen dieselben sich senkend. Die Längsthäler zerfallen, wie zuerst C. Escher von der Linth[2] darlegte, in Scheitel- oder Sattel- oder Antiklinalthäler, welche sich auf den Schichtsätteln erstrecken, in Sohlen- oder Mulden- oder Synklinalthäler, welche den Schichtmulden folgen, und in Monoklinalthäler[3], welche an beiden Gehängen gleichsinnig fallende Schichten haben, deren Streichen ihre Richtung bestimmt. Man kann zwei verschiedene Arten solcher Monoklinalthäler unterscheiden: nämlich einerseits solche, welche sich an der Grenze zweier verschiedener Gesteine befinden und daher von Fr. Hoffmann[4] Scheidethäler genannt wurden, und andererseits solche, welche einem Bruche folgen. Letztere kann man Monoklinalbruchthäler nennen. Die meisten Monoklinalthäler sind asymmetrisch ausgebildet.

Durch verschiedene Schilderungen, namentlich von Desor[5], sind die im Schweizer Jura gebräuchlichen Lokalausdrücke Cluse für Diaklinalthal, Vallon für Synklinalthal und Combe für Antiklinalthal weit verbreitet worden. Das Wort Combe wird jedoch in sehr verschiedener Bedeutung angewendet. An der Côte d'or heißen kurze, den Klingen Süddeutschlands ähnliche Schluchten

---

[1]) Exploration of the Colorado River of the West. 1875. p. 160. Eine abweichende Nomenklatur stellte Powell bereits 1873 auf. Amer. Journ. (3). V. p. 456.
[2]) Gilberts Annalen der Physik. LIII. 1816. S. 123.
[3]) Rogers, The Geology of Pennsylvania. 1858. I. S. 16. Vergl. auch Heim u. Margerie, Les dislocations. 1888. p. 101.
[4]) Physikalische Geologie. Berlin 1837. p. 395.
[5]) De la physionomie des lacs suisses. Revue Suisse. XXIII. 1860. p. 1—17. 139—150.

Combes [1]), während in Wales Combe als gleichbedeutend mit Cwm, als Benennung für die Kare, verwendet wird [2]). Auch Vallon wird in sehr verschiedener Weise gebraucht; es empfiehlt sich daher nicht, diese Lokalausdrücke aus dem Schweizer Jura als generelle Bezeichnungen zu gebrauchen.

Neben den Quer- und Längsthälern, welche bestimmte Beziehungen zum Schichtstreichen aufweisen, gibt es noch tektonische Thäler, welche unabhängig von demselben verlaufen, und Dislokationen, meist Verwerfungen, folgen. Diese Thäler heißen vielfach Verwerfungs-, manchmal Spaltenthäler. Sie mögen hier Bruchthäler genannt sein, welche Bezeichnung wiederum lediglich das räumliche Verhältnis, nämlich die Lage des Thales längs eines Bruches, nicht aber die Entstehung des Thales durch den Bruch ausdrücken soll. Solche Bruchthäler verlaufen gleich den Längs- und Querthälern meist geradlinig. Man kann sie mit v. Richthofen [3]) in Längsbruchthäler und Blattverschiebungsthäler, je nach der Natur des Bruches, an welchem sie gelegen sind, einteilen. Eine besondere Gruppe von Bruchthälern knüpft sich an schmale verworfene Schollen, nämlich sowohl an Schichtgräben (Grabenthäler) als auch namentlich an Schichthorste (Horstthäler).

Die letztere keineswegs seltene Thalform wurde von Buckland [4]) Erhebungsthal genannt, welche Benennung auch Fr. Hoffmann [5]) gebrauchte. Später bürgerte sich der Ausdruck Aufbruchthal ein; Bittner [6]) hat für entsprechende Bildungen die Bezeichnung Grabenhorst vorgeschlagen, indem er

[1]) De la Noë et Margerie, Les formes du terrain. p. 93.

[2]) Whitney, Names and Places. p. 164. Hier auch etymologische Bemerkungen über das weit verbreitete Wort.

[3]) Führer für Forschungsreisende. S. 641.

[4]) On the Formation of the Valley of Kingsclere and other Valleys by Elevation. Trans. geolog. Soc. London. (2). II. 1829. p. 119.

[5]) Uebersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland. II. 1830. S. 550. — Ueber Erhebungsthäler etc. Poggendorffs Annalen XVII. 1829. p. 151.

[6]) Ueber einige geotektonische Begriffe und deren Anwendung. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien. 1888. S. 397 (416).

unter Graben keine Struktur-, sondern eine Oberflächenform versteht. Auch die typhonischen Thäler von Choffat[1]) sind hier einzuordnen. Es sind Thäler, von welchen ähnlich wie von den Aufbruchthälern die Schichten abfallen, welche aber zugleich in ihrer Mitte einen Kern von Eruptivgesteinen bergen.

Ein und dasselbe Thal kann in den einzelnen Partieen seiner Erstreckung durchaus verschiedenen Charakter besitzen. Es kann streckenweis ein tektonisches Thal sein und dazwischen ein nicht tektonisches; es kann bald Längsthal, bald Querthal sein; es kann teils ein Stufenthal, teils ein Normalthal sein. Wohl die meisten Thäler erscheinen so als heterotypische im Sinne von v. Richthofen[2]) oder als zusammengesetzte im Sinne von Powell[3]); selten nur besitzt ein Thal gleichbleibenden Charakter und ist homotypisch. Im großen und ganzen läßt sich nur bemerken, daß gewöhnlich die Thalsohle mit der Länge des Thales an Breite zunimmt und daß sich der Stufenbau meist auf die oberen Thalpartieen beschränkt, von welcher Regel es aber auch zahlreiche Ausnahmen gibt. Ferner schließen sich an muldenförmige oder trogähnliche Thalschlüsse bei kleineren Thälern nicht selten enge Schluchten an, die sich nach unten hin allmählich erweitern. Nach Th. Fuchs[4]) ist diese Anordnung die Grundform der Erosionsthäler.

2. Das Auftreten der Thäler.

a) Anordnung.

Die Thäler treten vielfach dadurch miteinander in Verbindung, daß ein Thal in das andere mündet. Die Thalmündung liegt dort, wo der Boden eines Thales in den gleichsinnig fallenden Boden eines andern

---

[1]) Note préliminaire sur les vallées tiphoniques etc. Bull. Soc. géol. de France (3). X. 1881/82. p. 267. Vergl. auch Archives des Sciences phys. et nat. Genève. (3). XIV. 1885. p. 234.

[2]) Führer für Forschungsreisende. S. 650.

[3]) Exploration of the Colorado River of the West. p. 166.

[4]) Die Grundform d. Erosionsthäler. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien. 1877. XXVII. S. 453.

Thales übergeht und wo die zugewandten Gehänge beider Thäler miteinander verwachsen, während die abgewandten sich als die beiden Gehänge des vereinigten Thales fortsetzen. Meistens stoßen die Böden der ineinander mündenden Thäler in gleichem Niveau zusammen, man hat es daher gewöhnlich mit gleichsohligen Thalmündungen zu thun. Weit seltener liegen stufenförmige Mündungen vor, indem die Sohle des einen Thales sich mit einer Stufe gegen die des andern absetzt. Dies geschieht fast ausschließlich in Gebieten mit vorherrschendem Stufenbau der Thäler, und wie sich in ein und demselben Thale an das Auftreten der Stufen häufig die Entwickelung von Leisten knüpft, so geschieht dies auch bei stufenförmigen Thalmündungen. Gelegentlich knüpft sich an die Einmündung von Nebenthälern ein Wechsel im Gefälle des Hauptthales.

Ein glänzendes Beispiel für die verschiedene Form von Thalmündungen liefert in den Alpen das obere Salzachthal, der Pinzgau. Die zahlreichen Thäler, welche von den Hohen Tauern sich dahin richten, münden oberhalb der Gegend von Bruck gleichsohlig in den oberen Pinzgau, die weiter östlich folgenden Tauernthäler münden stufenförmig im unteren Pinzgau, ihre Thalflüsse stürzen in berühmten Fällen und engen Klammen zur Salzach, ihre Sohlen setzen sich in den S. 68 erwähnten Terrassen fort[1]). Wie sich das Gefälle des Hauptthales an den Mündungen der Nebenthäler ändert, zeigte Simony[2]) am Etschthale.

Eine Gruppe ineinander mündender Thäler, welche insgesamt einen einzigen Thalausgang haben, bilden ein Thalsystem. Dasselbe ist geschlossen, wenn alle seine einzelnen Glieder einen Thalschluß besitzen, es ist geöffnet, wenn einzelne seiner Ausläufer durch Thalöffnungen mit Thälern anderer Systeme in Verbindung stehen. Es hebt sich in einem Thalsysteme, ähnlich wie in einem Flußsysteme, ein Hauptthal mehr oder weniger deutlich hervor, in Bezug auf welch letzteres die übrigen

---

[1]) Vergl. Brückner, Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Geogr. Abh. Wien. I. 1. 1886. S. 94.

[2]) Ueber die Alluvialgebilde des Etschthales. Sitzb. k. Akademie Wien. Math.-nat. Kl. 1857. XXIV. S. 455.

Nebenthäler sind. Die Nebenthäler vereinigen sich vielfach unter spitzem Winkel mit dem Hauptthale und bilden mit demselben eine regelmäßige Verästelung im Lande. Manchmal münden sie unter rechtem Winkel und erscheinen dann oft als Querthäler neben dem longitudinalen Hauptthale. Und wie es neben Haupt- und Nebenflüssen eines Flußsystems auch noch untergeordnete Flüsse (I. S. 260) gibt, so gibt es neben den Haupt- und Nebenthälern noch untergeordnete Thäler, welche sich im wesentlichen nur als Falten in den Gehängen der beiden ersteren darstellen und häufig als Flachthäler neben Tiefthälern erscheinen. Sie heißen in Schwaben Klingen, in den Alpen Runsen, Tobel, Rofla [1]), Gräben, im Schweizer Jura Ruz [2]), im Côte d'or Combe, Gully in England und dem östlichen Nordamerika, Gulch im westlichen Nordamerika [3]), Owrag an der Wolga [4]). Diese untergeordneten Thäler münden nicht selten stufenförmig; ihre Anordnung ist die auf voriger Seite erwähnte regelmäßige; nach Tiefthälern sich richtend, bergen sie meist Wildwasser. Endlich entspricht dem hydrographischen Knoten der Thalknoten und dem Wendepunkte eines Flusses jener eines Thales. Die Thalwendepunkte liegen oft an der Mündung von Seitenthälern, und das Hauptthal setzt die Richtung des Nebenthales fort, wobei sich zugleich auch ein Wechsel in seinem landschaftlichen Charakter vollzieht.

Das Etschthal ist in dieser Hinsicht sehr bemerkenswert. Die Thalwendepunkte bei Glurns, Meran und Bozen bezeichnen zugleich einen Wechsel in der Thalszenerie. Bis Glurns verhüllen Schuttkegel den ganzen Thalboden, zwischen Glurns und Meran hat man einen Wechsel von Thalbodenstrecken und einzelnen Schuttkegeln; letztere treten allmählich zwischen Meran und Bozen zurück, und unterhalb letzterer Stadt findet sich eine breite Thalaue.

---

[1]) Desor, Gebirgsbau der Alpen. 1865. S. 75.

[2]) G. Hartung, Beitrag zur Kenntnis von Thal- und Seebildungen. Z. G. f. E. XIII. 1878. S. 265 (282).

[3]) Whitney, Name and Places. p 154.

[4]) Wangenheim v. Qualen, Die zunehmende Versandung der Wolga. Z. f. a. E. X. 1861. S. 140.

Jeder einzelne der genannten Wendepunkte des Etschthales ist durch die Mündung von Seitenthälern ausgezeichnet, nämlich durch das Münster-, Passer- und Eisackthal.

Flußsystem und Thalsystem sind in allen wesentlichen Punkten entsprechend entwickelt. Allein völlig decken sich darum beide nicht; die Thalsysteme sind gewöhnlich weit weniger ausgedehnt als die Flußsysteme, und in einem großen Stromsysteme treten meist mehrere, durch Ebenen voneinander getrennte Thalsysteme entgegen. Kaum je durchfließt ein Strom nur ein einziges Thal oder entwässert ein einziges Thalgebiet, sondern er durchmißt nacheinander mehrere Ebenen und isolierte Thalstrecken, welch letztere durch ihn in Abhängigkeit zu andern Thälern treten und sich mit denselben zu einem anderen Typus, zum Stromthale, vereinigen. Morphologisch stellt dasselbe eine intermittierende Bildung dar, indem sich der Thalcharakter nur an einzelnen Stellen eines Stromlaufes entwickelt.

Ein Stromthal beginnt mit einem geschlossenen oder geöffneten Thale, auf welches, gelegentlich durch namhafte Entfernungen voneinander getrennt, Durchbruchthalstrecken folgen. Manchmal bestehen dieselben bloß in einem kurzen Durchbruche durch irgend eine wallartige Erhebung, in welchem Falle sie als Pforten (Porta Westfalica), in den Alleghanies als Watergaps, bezeichnet werden; manchmal aber knüpft sich an ein längeres Durchbruchthal ein eigenes Thalsystem an, dessen Hauptthal entweder allein als Durchbruchthal entgegentritt oder neben sich auch einige Nebenthäler als Durchbruchthäler aufweist, wie z. B. der Rhein im rheinischen Schiefergebirge, dessen Nebenflüsse Mosel und Lahn sich ihm in Durchbruchthälern nahen. Gelegentlich finden sich Durchbruchthalstrecken an verschiedenen Gliedern eines Stromsystems; die Donau, der Schyl und die Alt, ferner der Isker weisen Durchbrüche auf, ehe sie sich in dem walachischen Tieflande treffen. Die Durchbruchthäler verbinden die einzelnen großen, durch Gebirge voneinander getrennten Senken und stellen zwischen denselben die allgemeinen Abdachungsverhältnisse her.

Die Stromthäler müssen von den eigentlichen Thälern scharf gesondert werden, und wenn von einem Rhein-, Elbe-, Nil- oder Gangesthale die Rede ist, so muß immer hinzugefügt werden, ob das Stromthal, oder eine wirkliche Thalstrecke gemeint ist.

Von der Mündung des Thales ist dessen Oeffnung zu unterscheiden, das heißt (S. 60) die Stelle, an welcher sein Boden mit einem entgegengesetzt fallenden eines andern zusammentrifft und wo seine Gehänge sich als die entgegengesetzten jenes andern fortsetzen. Solche Oeffnungen sind zwischen Thälern sowohl desselben als auch verschiedener Systeme möglich. Verlaufen zwei gegeneinander geöffnete Thäler in genau entgegengesetzter Richtung, so entstehen Thalzüge. Dieselben haben in ihrem Boden eine Wasserscheide, die Thalwasserscheide. Während in Thalsystemen die Böden der einzelnen Thäler sich gegeneinander senken, fallen dieselben in Thalzügen voneinander ab. Es geschieht manchmal, daß die einzelnen Ausläufer verschiedener Thalsysteme miteinander ganz oder nahezu vollständig zu Thalzügen verschmelzen, so daß beide Systeme an vielen Stellen miteinander kommunizieren. Sie vereinigen sich dann miteinander zu einem vollständigen Thalnetze und umschließen durch ihre Verzweigungen völlig isolierte Erhebungen. Derartig verwachsene Thalsysteme verleihen dem Lande, in welchem sie auftreten, den Charakter der Durchgängigkeit.

Prächtige Beispiele für Thalzüge und Thalnetze bilden die nördlichen Kalkalpen. Fast alle Längsthalstrecken erweisen sich hier als Glieder größerer Thalzüge, von denen jener des Salzach-Ennsthales der auffälligste ist, und ebenso sind die Querthalstrecken gegeneinander geöffnet, so daß die meisten Gebirgsgruppen leicht umgangen werden können. v. Sonklar[1]) hat derartige Oeffnungen der Südalpen als Gebirgsdurchbrüche beschrieben, teilweise Thalöffnungen nennt er geblendete Gebirgsdurchbrüche.

Sehr selten sind Thalgabelungen, welche dort zu stande kommen, wo sich ein Thal in zwei andern fortsetzt, deren Gefälle unmittelbar das seinige fortsetzen.

---

[1]) Einige Gebirgsdurchbrüche in den Südalpen. Amthors Alpenfreund. IV. p. 1. — Allgemeine Orographie. 1873. S. 137.

Derartige Thalgabelungen sind manchmal mit Flußbifurkationen verknüpft. Vielfach wird von einer Thalgabelung auch dort gesprochen, wo es sich um eine Oeffnung zwischen zwei fast gleichsinnig gerichteten Thälern handelt, so daß man, auf dem Thalboden wandernd, unter geringer Richtungsänderung aus einem Thale in ein andres gelangt. In diesem Falle aber fehlt die für eine echte Thalgabelung charakteristische Kontinuität des Gefälles.

Die Länge der eigentlichen Thäler ist außerordentlich verschieden, im allgemeinen jedoch geringer, als häufig angenommen wird. Ganz selten nur deckt sich bei größeren Flüssen das Stromthal mit dem eigentlichen Thale. Der Colorado dürfte wohl das einzige Beispiel hierfür mit seinem über 2400 km langen Thale liefern. Meist sind die Flußthäler intermittierend, und im großen und ganzen sind über 300 km lange echte Tiefthäler bereits ziemlich selten, während Flachthäler dieses Maß häufig erreichen.

b) Verbreitung.

Die Thäler sind geradezu universelle Erscheinungen auf der Landoberfläche, auf welche sie im allgemeinen beschränkt sind; denn nur wenige setzen sich submarin eine meist verhältnismäßig kurze Strecke auf dem Meeresgrunde fort. Ihre Verbreitung zeigt Gebiete häufigen und solche selteneren Auftretens. Meist mit Flüssen verknüpft, finden sie sich überall dort, wo das Normalgefälle, nach dessen Erreichung die Flußarbeit strebt, unter die Landoberfläche zu liegen kommt, während dort, wo das Land unter der Normalgefällskurve liegt, Ebenen aufgeschüttet werden oder sich Ansammlungen stehenden Wassers, Seen, einstellen. Nun ist das Normalgefälle der gewöhnlichen Flüsse eine nach oben konkave, steil beginnende und sich allmählich verflachende Kurve. Alle Abdachungen innerhalb eines Flußgebietes, welche von diesen normalen Gefällsverhältnissen abweichen, sind von Thälern durchfurcht. Dieselben sind eingeschnitten in gleichsinnig mit dem Flusse, aber in anderm Verhältnisse fallende Abdachungen (Abdachungsthäler), in stufenförmige Absätze

in den Erhebungsverhältnissen des Landes (Gebirgsthäler), sowie in alle dem Laufe der Flüsse sich entgegenrichtende Abdachungen oder stufenförmige Erhebungen (Durchbruchthäler). Je tiefer und länger das normale Flußgefälle unter die allgemeine Oberfläche des Landes zu liegen kommt, desto tiefer und länger sind die Thäler. Tiefe Thäler zerschneiden ziemlich flache Abdachungen oder ebene Flächen, wenn diese sich bei großer Höhenlage zwischen Ursprung und Mündung eines Flusses einschalten, wie z. B. das Coloradoplateau. Sie zerfransen die Abfälle, welche für Gebirge bezeichnend sind, um so mehr, je höher dieselben sich absetzen.

Dabei beschränken sich die Thäler keineswegs auf das Bereich der Flüsse, sondern kommen auch außerhalb desselben als Trockenthäler vor, sowohl in Gebieten, welche das rinnende Wasser aus klimatischen Gründen entbehren, als auch in solchen, wo das Wasser wegen der Permeabilität des Bodens versiegt. Aber derartige Trockenthäler zeigen meist nicht mehr die gewöhnliche Gleichsinnigkeit des Gefälles, ihr Boden unduliert meist sanft auf und ab. Sie sind vergleichsweise seltene Erscheinungen, nur Ausnahmeerscheinungen von der Regel, daß die Thäler sich an bestimmte Stellen des Flußlaufes knüpfen.

Im Einklange mit dieser letzteren Regel steht, daß die Thäler gleich den Flüssen in niederschlagsreichen Gebieten weit häufiger sind, als in niederschlagsärmeren, was zuerst J. D. Dana[1]) auf den kleinen Inseln des Pazifik erkannte. (Vergl. I. S. 365). Es ist, wie Wynne[2]) zeigte, der regenreiche Westabfall des Plateaus von Dekkan viel reicher an Thälern, als der regenärmere Ostabfall; der morphologische Unterschied der westlichen und östlichen Ghats führt sich auf ihren verschiedenen

---

[1]) Geology in Wilkes U. S. Exploring Expedition. X. 1847. p. 282 ff.

[2]) On the Geology of the Island of Bombay. Mem. Geolog. Survey India. V. 1866. p. 173. — Notes on some Physical Features of the Land formed by Denudation. Journ. R. Geolog. Soc. Ireland. I. 1864/67. p. 256.

Reichtum an Thälern zurück. Ebenso hat das Kap der guten Hoffnung die Mehrzahl seiner Thäler an der regenreichen Südostseite und gestaltet sich an den andern Seiten ungemein monoton. Es ist allgemein in Gebirgen, wie Krümmel lehrte [1]), die regenreichere Seite auch durch Häufigkeit der Thäler ausgezeichnet.

Endlich aber wechselt die Häufigkeit der Thäler, gleich jener der Flüsse, auch mit dem Gesteinscharakter. Unter gleichen klimatischen Verhältnissen haben undurchlässige Gesteine, wie das Urgebirge, und die ganze Reihe thoniger Gesteine weit zahlreichere Thäler als die durchlässigen Gesteine, nämlich die Kalksteine und klüftigen Sandsteine. In dieser Beziehung sei lediglich daran erinnert, daß die Höhen des schwäbisch-fränkischen Jura nur in sehr geringem Maße zerthalt sind, während die benachbarten Striche der Keuperlandschaft eine ungemein reichliche Thalentwickelung aufweisen.

Die geographische Verbreitung der Thäler ist sohin von einer gewissen Höhenlage des Landes und dem Vorhandensein von Flüssen abhängig. Sie sind im Hochlande tiefer und häufiger als im Tieflande, sie sind häufiger in niederschlagsreichen und impermeablen als in trockenen oder durchlässigen Gebieten. Von diesen Regeln bilden nur die immerhin seltenen submarinen und Trockenthäler eine Ausnahme; wird von letzterer abgesehen, so erscheinen die Thäler gebunden an eine gewisse Höhenlage des Landes, sowie an das Vorhandensein von rinnendem Wasser, also an das Auftreten einer bestimmten Wasserkraft.

3. Die Entstehung der Thäler.

a) Allgemeine Gesichtspunkte.

Die Würdigung der geographischen Verbreitung der Thäler führt notwendigerweise zu der Annahme, daß dieselben so, wie sie sich mit ihrem gleichsinnigen Gefälle und mit ihren Verästelungen darstellen, Werke des rinnenden Wassers sind. Sie sind spezifische Eigentümlichkeiten

---

[1]) Beiträge zur allgem. Orographie. Ausland 1882. S. 30 (48).

der Landoberfläche; denn am Meeresgrunde finden sie sich nur ausnahmsweise und dann stets in der Fortsetzung von Thälern des Landes; ausgeschlossen ist daher, daß irgend eine der ausschließlich im Meere wirkenden Kräfte, wie z. B. die Meeresströmungen, oder irgend eine auf der ganzen Erdoberfläche wirkende Ursache, wie z. B. die Krustenbewegung, die Thalbildner sind. Die Thalsysteme sind das Werk von Kräften, welche nur auf der Landoberfläche wirken, und zwar, wie sich aus ihrer vorwaltenden Längserstreckung ergibt, von Kräften, welche sich linear entfalten, und welche, wie die Kontinuität des Thalgefälles erweist, sich nach den tiefsten Stellen der Erdoberfläche richten, also unmittelbar unter dem Einflusse der Schwere stehen. Das rinnende Wasser ist das alleinige Medium, welches in solcher Weise wirkt; es konzentriert seine Thätigkeit auf schmale Furchen und entfaltet seine erodierenden und transportierenden Kräfte lediglich unter der Wirkung der Schwere. Es ist in den Thälern vorhanden und diese sind in ihrer Verbreitung im wesentlichen auf die des Wassers beschränkt.

Es kann sich unter solchen Umständen nur fragen, ob das in den Flüssen rinnende Wasser genügt, um die Thalsysteme einzuschneiden, oder ob größere, gewaltigere Strömungen dazu erforderlich sind.

Die letztere Meinung ist namentlich früher vielfach vertreten worden. Man hat von großen Fluten gesprochen, welche über das Land hinweggingen, Thäler auswuschen und Blöcke verschleppten. Diese letzteren werden seither im allgemeinen als Zeugen früherer Vergletscherungen aufgefaßt, und als Beweise für die großen Strömungen können nunmehr ausschließlich die Thäler gelten, die eben durch die Strömungen erklärt werden sollen. Sonst finden sich in der Erdgeschichte keinerlei Anhaltspunkte dafür, daß jemals namhaft größere Hochwasser als gegenwärtig stattgefunden haben. Namentlich hat das Studium der vulkanischen Auvergne die Hypothese großer Fluten erschüttert. Dort sind seit der Diluvialperiode feste Lavaströme von Thälern zerschnitten worden und lose Schlacken- und Tuffkegel sind daneben bestehen geblieben, die doch bei mächtigen Strömungen hätten fortgerissen werden sollen [1]).

---

[1]) Poullet Scrope, The Geology and extinct Volcanos of Central France. 2nd ed. 1858. p. 205.

Es fehlen alle stichhaltigen Gründe für die frühere Existenz großer Wasserfluten, dagegen gibt es zahlreiche Beweise für die thalbildende Kraft der Flüsse; letztere können Thäler einschneiden, wenn nur Zeit genug vorhanden ist. Das fortschreitende Studium der Erdgeschichte hat aber den Einblick in enorme Zeiträume eröffnet.

Es sind auch die Gletscher als Thalbildner aufgefaßt worden. In der That steht die Gletscherbewegung ausschließlich unter dem Einflusse der Schwere, und es mangelt den Eisströmen nicht an Erosionskraft, aber sie wirken nicht linear, sondern flächenhaft. Sie können wohl bereits vorhandene Furchen, die sich ihnen als Bett darbieten, vertiefen, sie können Wannen ausfurchen, die dann später in Thäler verwandelt werden, nicht aber echte Thäler ausschleifen. Ebenso kann der Wind wohl da und dort Rinnen ausblasen, dieselben laufen aber nie einem tiefsten Punkte zu, wie echte Thäler. Einzig und allein das in den Bächen, Flüssen und Strömen zwischen bestimmten Ufern rinnende Wasser kann langgedehnte schmale, sich vielfach verästelnde und nie kreuzende Thalsysteme einschneiden. Allerdings ist nicht zu verkennen, daß außer dem in jenen Gerinnen fließenden Wasser noch das auf dem Lande herabrieselnde Regenwasser samt allen anderen Prozessen der subaerilen Massenbewegung in Wirksamkeit treten muß, damit die Thalsysteme ihre völlige Ausgestaltung erhalten, allein als eigentliche einschneidende Kraft fungiert dabei nur die fluviatile Erosion, während die Denudation sich mehr in der Erweiterung und Verbreiterung der Thäler äußert.

Nach diesen Erwägungen gehören die Thäler in ihrer Gesamtheit zu den ausgearbeiteten Formen der Erdoberfläche. Damit stimmt ihr Verhältnis zur Erdkruste auch im großen und ganzen überein. Im einzelnen ist aber nicht zu verkennen, daß manche Thalstrecken anderen Formengruppen angehören, nämlich den aufgebauten, den aufgesetzten, aus- und eingebrochenen zuzuzählen sind. Es liegt ja auf der Hand, daß das rinnende Wasser, dem die Thalbildung im allgemeinen zu danken ist, von vornherein alle tiefsten Stellen der

Landoberfläche aufsuchen und jene Tiefenlinien, welche durch die verschiedensten Ursachen vorgezeichnet sind, in das allgemeine Thalsystem einbeziehen wird. Alle Vorgänge also, welche langgedehnte schmale Einsenkungen auf der Erdoberfläche bilden, können auch für die Entstehung einzelner Thalstrecken maßgebend werden. Man kann in dieser Hinsicht unterscheiden:

1. Tektonische Vorgänge, welche Einsenkungen bilden, nämlich Schichtgräben und Schichtmulden, Mulden- und Grabenthäler verursachen können, oder welche zur Bildung offener Spalten führen und sohin Spaltenthäler veranlagen. Man hat es dann mit echten aufgebauten Formen zu thun; einige derselben nannte v. Sonklar negative Thäler, worunter er den Raum zwischen zwei benachbarten Erhebungen verstand[1]).

2. Vulkanische Vorgänge bilden gelegentlich gestreckte Oeffnungen auf der Landoberfläche, wie eine solche z. B. bei der Tarawera-Explosion auf Neuseeland 1885 entstand und im Valle del Bove am Aetna vorliegt. Das sind ausgebrochene Formen.

3. Aufschüttungen durch Massentransporte oder vulkanische Eruptionen lassen zwischen sich einen langgedehnten leeren Raum, so z. B. die Dünen- und Moränenzüge, sowie benachbarte aufgeschüttete Vulkankegel oder nachbarlich ergossene Lavaströme. Das sind aufgesetzte Formen.

Den Raum zwischen zwei benachbarten Vulkankegeln nannte Lyell[2]) intercollin, J. D. Dana[3]) intermontan, den zwischen zwei Lavaströmen gelegenen Omalius d'Halloy[4]) Eruptionsthal. Letzterer bezeichnete ferner die Senken zwischen Dünen- oder Moränenwällen als Vallées de refoulement.

---

[1]) Allgemeine Orographie. Wien 1873. S. 143.

[2]) On the Structure of Lavas which have consolidated on steep slopes etc. Philos. Transact. (2). CXLVIII. 1858. p. 703 (749).

[3]) Points in the Geological History of the Island Maui and Oahu. Am. Journ. (3). XXXVII. 1889. p. 81 (82).

[4]) Observations sur l'origine des vallées. Journal de géologie. II. 1830. p. 399.

4. Das Dach von Höhlengängen stürzt ein und es entstehen oberflächlich langgedehnte Einbruchformen, die Vallées d'effondrement von Fournet[1]).

5. Die von anderen Massentransporten geschaffenen ausgearbeiteten Formen, die Wind- und Gletscherkolke, werden vom rinnenden Wasser in Besitz genommen und in das allgemeine Thalsystem einbezogen.

Alle diese so entstandenen schmalen Hohlformen gehören zu den Thalungen, bei beträchtlicher Breite zu den Senken. Sie unterscheiden sich von den echten Thälern dadurch, daß sie in der Regel verhältnismäßig kurz sind, sich geradlinig erstrecken, ohne miteinander zu einem großen, vielfach verästelten Systeme zusammenzutreten. Dabei fehlt ihnen häufig der regelmäßig entwickelte Boden, fast immer aber die Gleichsinnigkeit von dessen Gefälle. Es mangeln ihnen also wesentliche Eigenschaften der Thäler.

Gleichwohl sind sie meist den Thälern zugezählt worden. Aeltere Autoren nannten sie primordiale[2]), v. Richthofen[3]) selbständige Thäler.

Solche Thalungen werden von den Flüssen aufgesucht und durch deren Thätigkeit untereinander zu einem Systeme verbunden, in welchem Thalungs- und Thalstrecken in regelmäßigem Wechsel aufeinanderfolgen. Dabei erhalten sie einen Boden mit gleichsinnigem Gefälle: Entweder, indem sie weiter vertieft werden, so daß die aus ihnen hervorgehende Thalstrecke teilweise als Erosionsthal aufzufassen ist, oder indem sie teilweise verschüttet werden, so daß sie nur in geminderter Tiefe fortbestehen. Inwieweit nun ein Thalsystem aus einzelnen ursprünglichen Thalungen und aus echten Thalstrecken zusammengesetzt ist, muß von Fall zu Fall untersucht werden, wobei zu berücksichtigen ist, daß die denudie-

---

[1]) Effondrements de l'écorce terrestre. Annales de l'Académie de Lyon. 1852.

[2]) d'Aubuisson, Traité de géognosie. 1828. p. 249. — Studer, Lehrbuch der physikalischen Geographie. 2. Aufl. 1847. I. S. 365.

[3]) Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 368.

renden Kräfte dahin streben, die Gehänge der Thalungen allmählich umzugestalten, so daß letztere schließlich in ihrer Gesamterscheinung durchaus gewöhnlichen Thälern gleichen und lediglich in ihrer Richtung ihren ursprünglichen Charakter verraten.

Diese von allgemeinen Erwägungen getragene Betrachtung über die Entstehung der Thäler kann nur dann als eine wohlbegründete Theorie gelten, wenn sie alle Einzelheiten in der Erstreckung der Thäler, in deren durch den Verlauf ihrer Gehänge bedingten Form, sowie im Verlaufe ihres Bodens vollständig zu erklären vermag.

b) Erklärung der Thalerstreckung.

Ein jeder Zug in der Entwickelung der gewöhnlichen geschlossenen Thäler bekundet, daß dieselben nichts anderes sind, als die Betten solcher Flüsse, welche auf einer schiefen Ebene herabflossen, dabei in letztere einschnitten, so daß ihre Ufer allmählich gleichsam über ihren Spiegel aufwuchsen, worauf dieselben durch die Abspülung nach und nach abgeböscht wurden. Es herrscht hier vollkommene Konkordanz zwischen Thal- und Flußsystemen. Die Thäler zeigen die für die Flüsse charakteristischen Verästelungen. Sie münden meist unter spitzem Winkel ineinander. Ihre Sohle senkt sich entsprechend dem Normalgefälle der Flüsse; ihre Bahn ist nicht selten mäandrisch, wie die der Flüsse, und wie in letzteren die einzelnen Prallstellen sich hervorheben, so sind sie gewöhnlich durch ihre Gehängeentwickelung als alternierend asymmetrische gekennzeichnet. Wie ferner neben einem mäandrierenden Flusse gelegentlich tote Thalstrecken entgegentreten, so erscheinen neben den gewöhnlichen Thälern manchmal tote Thalstrecken, deren Boden zum augenscheinlichen Beweise dafür, daß das Thal allmählich ausgetieft worden ist, höher liegt als die Sohle des zugehörigen Thales. Ueberdies zeugen in gleicher Richtung Nischen in den Thalgehängen, welche ehemalige Prallstellen bezeichnen, sowie Flußgeröllablagerungen, welche häufig die sanft geneigten Gehängepartieen überkleiden.

Selbst den Verlauf vielfach gewundener Mäanderthäler hat man mit der Struktur des umgebenden Gesteins in Beziehung zu bringen gesucht. G. H. Kinahan[1]) glaubt, dass die zahlreichen Windungen einer Schlucht am Ostabhange des Slieve Gallion in Londonderry durch ein Netz sich rechtwinkelig kreuzender Sprünge im Gesteine bedingt sind. Der gleichen Anschauung ist Daubrée[2]) betreffs zahlreicher Thäler des französischen Zentralplateaus. Dagegen sind nach K. Schneider[3]) die Thalrichtungen in der Vordereifel nicht durch große Kluftsysteme bestimmt, wenn auch im einzelnen vielfach Thal- und Kluftrichtung zusammenfallen. Wenn man die zahlreichen Uebergänge zwischen Flußmäandern, eingesenkten Mäandern und Mäanderthälern würdigt, wenn man vielfach die gänzliche Unabhängigkeit der letzteren vom Schichtbau beobachtet, wenn man erwägt, daß die Mäanderbildung ausschließlich von der Flußthätigkeit abhängig ist, wird man in dem Zusammenfallen mancher Kluft- und Thalrichtungen lediglich eine Thatsache von sekundärer Bedeutung erblicken.

Die Art ihrer Erstreckung und Anordnung, sowie ihre Gefällsentwickelung lassen die gewöhnlichen Abdachungs- und Gebirgsthäler als die unbedingte Folge jener Flußthätigkeit erscheinen, welche die Herstellung eines kontinuierlichen Gefälles zwischen Quelle und Mündung erstrebt. Ihre Existenz ist ein Beweis für die Möglichkeit der Thalbildung durch fließendes Wasser; sie sind daher auch häufig kurzhin als Erosions- oder Skulpturthäler[4]) den tektonischen Thälern oder Dislokationsthälern älterer Autoren[5]) gegenübergestellt worden.

Eine solche Gegenüberstellung ist nur insolange zulässig, als man z. B. mit v. Richthofen[6]) die tektonischen Thäler als solche definiert, welche ihre primäre Entstehung Bewegungen der Erdkruste danken; sie ist aber undurchführbar, wenn man, wie hier geschehen, die Thäler von einer bestimmten Richtung tektonische nennt. Dies mußte geschehen, weil nicht nur, wie Supan[7])

---

[1]) Valleys. 1875. p. 90.

[2]) Études synthétiques de géologie expérimentale. 1879. I. p. 358. 372.

[3]) Studien über Thalbildung auf der Vordereifel. Z. G. f. E. Berlin. 1883. S. 27 (56).

[4]) v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. 1886. S. 645.

[5]) Edw. Hitchcock, Final Report on the Geology of Massachusetts. 1841. p. 227. — Cotta, Geologische Fragen. 1858. S. 296.

[6]) Führer für Forschungsreisende. S. 639.

[7]) Grundzüge der physischen Erdkunde. 1884. S. 277.

treffend hervorhob, bei der Bildung aller Thäler die Erosion beteiligt ist, sondern namentlich auch weil eine ganze Gruppe der tektonischen Thäler durch Erosion entstand.

Die tektonischen Thäler umfassen zwei Hauptkategorieen von Formen der Erdoberfläche. Können die Mulden-, Graben- und Monoklinalbruchthäler unmittelbar durch tektonische Vorgänge entstanden, daher aufgebaute Formen sein, so ist die Bildung von Sattel-, Horst- und Monoklinalscheidethälern durch Krustenbewegungen ausgeschlossen; denn sie zeichnen sich durch das Fehlen ganzer Schichtkomplexe aus, die am Orte ihres Verlaufes weggenommen sind. Sie sind daher ausgearbeitete Formen, und es gibt sohin sowohl aufgebaute als auch ausgearbeitete tektonische Thäler.

Die letzteren werden von Löwl[1]) als pseudotektonische von den echten tektonischen getrennt, deren er folgende Arten unterschied:

symptygmatische Thäler (Muldenthäler),
anarregmatische Thäler (Scheitelthäler),
heteroptygmatische Thäler (Ueberwallungsthäler v. Richthofens, auf der einen Seite von einem gefalteten Gebirge, auf der anderen Seite durch ungestörte Schichten begrenzt, vergl. unten unter Senken),
paraklastische Thäler (Bruchthäler längs einer Verwerfung),
bikataklastische Thäler (Grabenthäler).

Die aufgebauten tektonischen Thäler zerfallen ihrer Entstehung nach in zwei Gruppen, je nachdem der Fluß, welcher sie durchfließt, jünger oder älter als die Dislokation ist. Entwickelte sich der Fluß auf einem bereits dislozierten Boden, so ist sein Thal ursprünglich tektonisch. Schaffen hingegen die Dislokationen Thalungen, welche von bereits vorhandenen Flüssen aufgesucht werden, so entstehen aufgesuchte tektonische Thäler.

Die ursprünglichen tektonischen Thäler entstehen dort, wo die ursprüngliche Anlage des Flußsystems unmittelbar durch tektonische Linien bestimmt ist. Dieser Fall dürfte sich nicht allzu häufig erreignen, denn jene Stellen der Erdoberfläche, an welchen sich ursprüngliche

[1]) Ueber Thalbildung. Prag 1884. S. 2.

Flüsse entwickeln können: auftauchendes Land, ehemalige Wüsten- und Gletschergebiete, sind nicht bloß, bevor sie vom Wasser benetzt wurden, tektonischen Vorgängen unterworfen gewesen, sondern haben auch schon oberflächliche Massentransporte durch die Brandung, den Wind und das Eis erfahren, welche etwaige tektonische Linien leicht verwischten, so daß ziemlich selten nur ein ursprünglicher Fluß genau einer Mulde oder einem Bruche zu folgen vermochte.

Weit wichtiger für die Entwickelung von tektonischen Thälern ist die auf Bd. I. S. 336 auseinandergesetzte Verschiebbarkeit von Flußläufen durch Dislokationen. Dadurch werden primäre Geäder im Laufe der Zeiten gänzlich aus ihrer Bahn verschoben, um neue Wege einzuschlagen, welche vielfach durch Bruchlinien, Schichtmulden und Senkungsfelder bezeichnet werden, wie denn auch alle durch tektonische Kräfte entstandenen Tiefenlinien die Flüsse förmlich an sich ziehen.

In ihrer Erscheinung stimmen die ursprünglichen und aufgesuchten tektonischen Thäler vollständig überein, sie sind Hohlformen, deren Tiefe nur teilweise oder gar nicht den Flüssen zu danken ist, je nachdem nämlich diese die ursprüngliche oder sich bildende Vertiefung weiter ausfurchten oder zuschütteten. Daß Mulden-, Gräben- und Monoklinalbruchthäler so entstehen können, bedarf keiner weiteren Erläuterung.

Auch die Bildung der Sattelthäler hat man auf diesem Wege zu erklären versucht, indem man annahm, daß bei der Sattelbildung die Schichten aufgebrochen seien, woran die Bezeichnung Aufbruchthäler erinnert. In Beziehung auf die letzteren ist vor allem zu berücksichtigen, daß sich, wenn sie durch Aufreißen entstanden sein sollen, der Böschungswinkel ihrer Gehänge mit dem Fallwinkel von deren Schichten zu 90° ergänzen muß, was gewöhnlich nicht der Fall ist, weswegen unbedingt anzunehmen ist, daß die Gehänge nach dem Aufreißen des Thales stark modifiziert worden sind. Ferner aber ist das Aufbrechen nicht eine notwendige Folge der Gewölbebildung; man kennt zahllose Schichtsättel, welche trotz steiler Schichtstellung nicht aufgerissen sind, so daß es sich wohl fragen muß, ob die Sattelbildung überhaupt zu echten Aufbrüchen führt. Als Beweise aber für das Aufbrechen des Sattels die Scheitelthäler anzusehen, welche eben

durch das Aufbrechen entstanden sein sollen, geht um so weniger, als sich noch anderweitige Ursachen für die Entstehung der Scheitelthäler anführen lassen [1]).

Die Bildung der ausgearbeiteten tektonischen Erosionsthäler ist nach den Erörterungen über die vereinte Wirkung von Abspülung und Flußthätigkeit als sehr wohl möglich hinzustellen. Denn durch die beiden letzteren können minder widerstandsfähige Gesteine aus widerstandsfähigeren in beträchtlichem Maße herauspräpariert werden. Bei flacher Lagerung wird eine leicht zerstörbare Schicht Veranlassung zur Bildung einer flachen Stufensenke zwischen den widerstandsfähigeren geben; bei steilerer Schichtstellung wird ein Zug von untergeordneten Thälern ihr Ausstreichen begleiten. Man hat es dann mit einem durch Denudation entstandenen Längsthalzuge zu thun. Derselbe kann bei den mancherlei Veränderungen, welchen der Lauf der Flüsse ausgesetzt ist, von einem Flußlaufe aufgesucht werden und durch denselben ein kontinuierliches Gefälle aufgedrückt erhalten. Es entsteht ein echtes Längsthal, dessen Richtung nur indirekt durch tektonische Prozesse bestimmt ist und welches in seiner ganzen Tiefe ausgearbeitet worden ist. Derartige ausgearbeitete tektonische Thäler knüpfen sich in charakteristischer Weise an das Auftreten wenig widerstandsfähiger Gesteine und können je nach der Schichtstellung derselben Scheitel-, Scheide- oder Mulden-, Gräben- oder Horstthäler sein. (Vergl. S. 75.)

Welcher Art nun irgend ein tektonisches Thal ist, ob es ausgearbeitet oder aufgebaut ist, kann nur durch eingehende Untersuchung des umgebenden Landes festgestellt werden. Im großen und ganzen ist hierbei davon auszugehen, daß die aufgebauten tektonischen Thäler sich im allgemeinen in Gebieten finden werden, wo die geologische und topographische Oberfläche sich nicht sehr weit voneinander entfernen, während die ausgearbeiteten

---

[1]) Vergl. hierzu De la Noë et E. de Margerie, Les formes du terrain. Paris 1888. p. 148.

tektonischen Thäler Gebiete auszeichnen, welche eine sehr bedeutende Denudation erfahren haben und regelmäßig an den Ausstrich wenig widerstandsfähiger Schichten gebunden sind. Sobald allerdings die Krustenbewegung bereits stark denudierte Gebiete erfaßt, so kommen diese Unterschiede nicht zur Geltung. Wenn die Thalbildung durch lange Zeiten unter Benutzung der einmal eingeschlagenen Richtung fortdauert, dann können sich alle unterscheidenden Merkmale zwischen den beiden Arten tektonischer Thäler verwischen und namentlich kann durch fortgesetzte Erosion ein aufgebautes tektonisches Thal, wie jede Thalung, allmählich in ein tektonisches Erosionsthal übergehen.

Die ausgedehnten Längsthäler der nördlichen Kalkalpen können als Beispiele ausgearbeiteter Längsthäler gelten[1]; sie knüpfen sich meist an das Auftreten der weichen Werfener Schiefer, bezeichnen meist „Aufbrüche“ desselben und sind vom Typus der Antiklinalthäler und Horstthäler. Ihre Ausräumung setzt ältere Querthäler voraus. In der That haben neben den großen Querthälern des Inn, der Salzach und der Enns, auf welche gegenwärtig die Entwässerung der größten Längsthalflucht an der Grenze der Zentralalpen angewiesen ist, früher Querthalverbindungen über Mittenwald und Partenkirchen, sowie durch das Thal der östlichen Traun stattgefunden, wie sehr alte zentralalpine Fluviatilbildungen lehren. An der Hand derselben läßt sich ein miocänes Alter mancher Querthäler nachweisen, welche nicht mehr von zentralalpinen Flüssen durchmessen werden. Dabei aber sind einige große Längsthalstrecken aus eocänen Senken hervorgegangen. (Vergl. S. 391).

Nach A. Heim[2]) sind auch die Längsthäler der Schweizer Alpen, nach Schaardt[3]) jene des Waadtlandes den Erosionsfurchen zuzuzählen; W. M. Davis[4]) endlich betrachtet die Längsthäler Pennsylvaniens gleichfalls als erodiert, und zwar durch angepaßte Flüsse. Ueberhaupt muß als sehr wahrscheinlich gelten, daß die Zahl der aufgebauten tektonischen Thäler eine sehr geringe ist. Die meisten Mulden-, Graben- und Monoklinalbruchthäler, welche hier in Betracht kommen können, halten sich nicht genau an den Verlauf der Schichtmulde oder des Grabens bezw.

---

[1]) Penck, Thalbildung in den Alpen. Mitt. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. 1885. S. 83.

[2]) Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. 1878. I. S. 277.

[3]) Bull. Soc. vaudoise des sciences nat. XX. 1884. p. 1.

[4]) The Rivers and Valleys of Pennsylvania. National Geographic Magazine. Washington. I. 1889. p. 183.

des Bruches, sondern treten häufig aus der Bahn heraus, die ihnen gewiesen scheint, wie denn überhaupt die Konkordanz zwischen topographischer und geologischer Oberfläche nur in den wenigsten tektonischen Thälern eine wirklich beträchtliche wird. Als Regel muß gelten, daß tektonische Prozesse den tektonischen Thälern wohl die Richtung wiesen, nicht aber dieselben schufen.

Eine eigentümliche Art von Längsthälern beschreiben Van den Broeck und Rutot[1]) als „Einsturzthäler" aus der Subardennenregion Belgiens. Es sind dies Senken, welche an der Grenze eines Kalksteins und eines widerstandsfähigen Schiefers oder Sandsteins verlaufen und ausgekleidet sind mit muldenförmig gelagerten Tertiärschichten, während sonst die Lagerung derselben in der Umgebung horizontal ist. Nach Van den Broeck ist der Kalkstein über dem Sandstein oder Schiefer durch die Sickerwässer gelöst und fortgeführt worden, in die entstehende Hohlform sackte sich das Tertiär ein und es entstand ein Längsthal, das den Einbruchthälern zuzuzählen ist.

Die senkrecht zum Schichtstreichen verlaufenden Querthäler sind vielfach auch auf tektonische Prozesse zurückgeführt und zwar gemeinhin als Bruchthäler hingestellt worden. Während aber bei den tektonischen Längenthälern wirklich eine unverkennbare Beziehung zwischen geologischem Aufbau und Thalverlauf vorhanden ist, fehlt dieselbe bei den Querthälern gewöhnlich; der Bruch, welcher sie gebildet haben soll, ist meist nur durch sie und nur sehr selten im Schichtbau nachweisbar. Ueberdies finden sich gerade in den Querthälern die besten Beweise für das Einschneiden der Flüsse in Gestalt von hochgelegenen Leisten, alten Thalböden u. s. w. Die Querthäler sind mit den Längsthälern auf das innigste verknüpft und stehen mit denselben in bestimmten genetischen Beziehungen.

Die in ein aufgebautes Längsthal mündenden Querthäler sind von den Abdachungsflüssen eingeschnitten, die jenem zuströmten, und sind sohin jünger als dasselbe. Bei den ausgearbeiteten Längsthälern sind hingegen die Querthäler älter als das Längsthal; sie stellen die Furchen dar, durch welche die den Längsthalzug verursachenden, wenig widerstandsfähigen Schichten ausgeräumt worden sind. Diese Furchen sind gelegent-

---

[1]) De l'extension des sédiments tongriens et du rôle géologique des vallées d'effondrement. Bull. Soc. belge de géologie. II. 1888. p. 9.

lich später, als der Längsthalzug in ein Längsthal verwandelt wurde, außer Gebrauch gesetzt worden. Jene Querthäler, welche aus dem Gebirge herausführen und welche älter als die ihnen tributären Längsthäler sind, fallen in manchen Faltungsgebirgen mit Dislokationszonen zusammen. Dies zeigt sich namentlich in den Schweizer Alpen: Das Rhone-, Reuß- und Rheinthal bezeichnen große horizontale Verschiebungen des Gebirgsbaues, großartige Blattflächen. Gleiches gilt vom Ennsthale in den österreichischen Kalkalpen, sowie von verschiedenen Thälern der französischen Alpen, z. B. dem der Arve[1]. Hier ist also eine Beziehung zwischen Gebirgsbau und Querthalverlauf unverkennbar, allein es ist darum noch keineswegs gesagt, daß die Kräfte, welche jene Schichtstörungen verursachen, zugleich auch die Thäler schufen, denn so, wie jene Querthäler vorliegen, sind sie in ihrer ganzen Tiefe das Werk der Erosion. Dieselbe hatte in den Querthälern das Gebirge in seiner ganzen Höhe zu durchschneiden, und da sie nicht an breite Schichtmulden oder meist gleichfalls breite Ausräumungszüge weicher Schichten anknüpfte, so sind die Querthäler durchschnittlich enger als die Längsthäler, welchen Unterschied namentlich C. Escher hervorhob.

Wenn nun auch die Querthäler in der Regel nicht als Bruchthäler gelten können, so ist doch die Existenz der letzteren nicht zu bezweifeln. Nur ist jene Vorstellung bloß in Ausnahmsfällen haltbar, daß diese Bruchthäler direkt durch das Auseinanderbersten der Erdkruste aufrissen. Die großen Brüche, welche Erdbeben verursachten, sind meist geschlossen, und jene klaffenden Spalten, welche als Folgeerscheinung der Beben entstehen, sind oberflächliche Gebilde. Thoroddsen beschreibt solche Spalten aus Island[2], und Keilhack[3] betrachtet einige isländische Thäler, nämlich die der Allmannagjá und Hrafhagjá unweit des Thingvallasees, sowie das des Jökulsá unterhalb des Dettifoß als echte Aufreißungsspaltenthäler. Aber dies sind Ausnahmen, und wenn sonst häufig davon die Rede ist, daß sich klaffende Spalten bei vulkanischen Eruptionen öffneten, so ist immer daran zu denken, daß die Oeffnung dieser „Spalten“ gewöhnlich nicht

---

[1] E. Haug, Sur la formation de la vallée de l'Arve. C. R. CXV. 1892. p. 899.

[2] Vulkaner i det nordöstlige Island. Bihang till k. svenska Vet.-Akad. Handlingar 1888. Afd. II. Nr. 5. p. 53.

[3] Beiträge zur Geologie der Insel Island. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1886. S. 376 (403).

durch Auseinanderbersten des Berges, sondern durch das Ausblasen von Gestein infolge von Explosionen geschieht, wie z. B. bei der Explosion des Tarawera, so daß nicht Spalten-, sondern Ausbruchthäler entstehen.

Viel wichtiger erscheint die Möglichkeit der Bildung von aufgebauten Thälern durch Verwerfungen dort, wo dieselben paarweise auftreten, zwischen sich Grabenthäler einschließend, zu welchen nach J. D. Whitney[1]) das Yosemite-Thal in Kalifornien gehört, oder wo dieselben eine Abdachung durchsetzen, so daß Hohlformen entstehen, welche auf der einen Seite von der Abdachung, auf der andern von der Verwerfungsfläche begrenzt werden; die Monoklinalbruchthäler stellen einen besonderen Fall dieser mutmaßlich ziemlich häufig wiederkehrenden Form der aufgebauten tektonischen Thäler dar.

Neben solchen durch Brüche gebildeten tektonischen Thälern gibt es aber auch zweifellos Erosionsthäler dieser Art. Jedwelcher Bruch bezeichnet eine Lockerung im Gefüge der Erdkruste und er weist dadurch der späteren Erosion, welche dem Laufe des Bruches folgt, die Wege, und zwar um so eher, wenn längs desselben eine Verschiebung eingetreten ist, durch welche verschieden widerstandsfähige Schichten nebeneinander gebracht sind. Es beschränkt sich auch hier der Einfluß des tektonischen Vorganges im wesentlichen darauf, daß er die Richtung des Thales bestimmt, nicht aber das letztere selbst schafft.

Nicht jedes Thal aber, welches einem Bruche folgt, ist durch denselben direkt oder indirekt bedingt. Es ist nicht zu verkennen, daß gelegentlich auch Brüche durch das Einschneiden von Thälern bedingt sind; denn wenn ein Fluß tief einschneidet, legt er allmählich Gesteine bloß, welche bislang unter hohem Drucke begraben waren und nunmehr gleichsam aufquellen, wobei es zu Aufreißungen, Rutschungen u. s. w. kommen kann. Auf diese Verhältnisse wies namentlich Medlicott[2]) hin, auch Heim[3])

---

[1]) The Yosemite Guide-Book. 1870. p. 85.

[2]) On the Geological Structure and Relations of the Southern portion of the Himalayan range etc. Mem. geolog. Survey of India. III. 1865. p. 122, 127.

[3]) Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. 1878. II. S. 100.

gedenkt derselben, und Barlow[1]) hat dieselben eingehender erörtert. Eine weitere Frage ist die, inwiefern nicht vielleicht der Verlauf von Thälern den großer tiefgreifender Verschiebungen bedingt. Der Zusammenschub eines Gebirges, welches von tiefen Thälern durchsetzt wird, kann z. B. am Orte von Querthälern leicht zur Zerreißung führen, weil der bereits vorhandene Thaleinschnitt zugleich auch eine Linie geringsten Widerstandes für die Dislokation der angrenzenden Gesteinskörper bedeutet. Bei einer solchen Erwägung drängt sich die von A. Heim einmal gesprächsweise geäußerte Frage auf, ob nicht vielleicht die Blattflächen, welche die großen Querthäler der Nordschweiz begleiten, durch letztere bedingt sind, also Folgeerscheinungen, nicht Ursachen der Thäler sind. Jedenfalls muß die eine Thatsache stets gewürdigt werden, daß die Faltung einer bereits von Thälern durchschnittenen Region zur Entstehung höchst verwickelter Störungen des Schichtbaues und zugleich zu einer derartigen Wechselwirkung zwischen Thal- und Gebirgsfaltung führen muß, daß Ursache und Folgeerscheinung auf diesem Gebiete kaum noch trennbar sind.

Kann die Geradlinigkeit in der Erstreckung als ein wesentliches Merkmal der tektonischen Thäler gelten, so ist darum doch nicht jedes geradlinige Thal ein tektonisches. Es sei in dieser Hinsicht auf die Entwickelung des großen Thalfächers in Ungarn hingewiesen. Hier ist es der Wind, welcher die Richtung der Flugsandbildungen und somit auch der Dünenthalungen bestimmte, denen später die Flüsse folgten (S. 44).

c) Die Entstehung der Durchbruchthäler und der offenen Thäler.

Von den oben unterschiedenen vier Typen von Thalformen, nämlich den geschlossenen Thälern, den offenen Thälern, den Durchbruchthälern und den blinden Thälern, bieten die geschlossenen Thäler nicht die mindesten Schwierigkeiten bei Erklärung ihrer Bildung durch die erodierende Thätigkeit der Flüsse. Kann man doch jedwelches geschlossene Thal, zumal wenn es wie gewöhnlich zugleich ein Abdachungsthal ist, direkt als ein vertieftes Flußbett auffassen. Anders verhält es sich bereits mit den offenen Thälern; hier setzt die Thalumwallung stellenweise aus, Oeffnungen führen von einem Thale zum andern, welche eine besondere Erklärung erheischen, und diese Erklärung ist namentlich bei den Durchbruchthälern

[1]) On the Horizontal Movement of Rocks etc. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. 1888. XLIV. p. 783.

erschwert, welche, wie ihr Name bereits andeutet, gelegentlich vorgelagerte Erhebungen durchbrechen. Auch die Genesis der ziemlich seltenen blinden Thäler ist nicht ohne weiteres durch die erodierende Thätigkeit des Wassers zu erklären. Ihrer soll bei Betrachtung der übrigen Wannenformen besonders gedacht werden.

Die Durchbruchthäler ist man am frühesten geneigt gewesen, als Werke des rinnenden Wassers anzusehen: ihr Name erinnert an die älteste genetische Vorstellung, die man von ihnen hatte, an die Annahme großer durchbrechender Wassermassen. Diese Anschauung wurde später verdrängt, als man sich mehr und mehr gewöhnte, in den Thälern Spalten zu erblicken; damals empfand man es „als sehr große Schwierigkeit, die Durchbrechung ganzer Bergketten von mehreren tausend Fuß Höhe und oft vielen Meilen Breite allein durch den Druck einer in einem oberen See gespannten Wassermasse zu erklären“ [1]). Man hielt die Durchbruchthäler um so mehr für Spalten, als gelegentlich Durchbruchthäler Gebirge durchschneiden, welche höher sind als die Umrahmung des Landes, welches durch sie entwässert wird, so daß den aus jenem Lande abfließenden Wassern anderswo bequemere Wege zur Verfügung zu stehen scheinen, als gerade durch das Durchbruchthal. Fr. Hoffmann [2]) und Peschel [3]) haben einschlägige Beispiele zusammengestellt und aus denselben geschlossen, daß die Durchbruchthäler älter als der Fluß seien, und in ihrer Existenz den unzweifelhaften Beweis für das Vorhandensein von echten Spalten erblickt.

Die Ansicht von der Spaltennatur der Thäler war die notwendige Konsequenz von der Lehre der Erhebung der Gebirge durch unterirdische Kräfte und wurde von L. v. Buch [4]) zunächst für die Barrancos der Vulkane ausgesprochen, von Virlet [5]) rechnerisch

[1]) Fr. Hoffmann, Physikalische Geographie. 1837. S. 413.

[2]) Uebersicht der orographischen und geologischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland. Leipzig 1830. I. S. 364.

[3]) Neue Probleme der vergl. Erdkunde. 2. Aufl. 1876. S. 154.

[4]) Ueber die Zusammensetzung der basaltischen Inseln. Abh. phys. Kl. Akad. Berlin. 1820. Schriften. III. S. 1 (10).

[5]) Examen de la théorie des cratères de soulèvement. Bull. Soc. géolog. III. 1831/32. p. 287 (302).

begründet und später von W. Hopkins[1]) mathematisch formuliert. Schon 1776 hatte jedoch J. A. de Luc eine durchaus richtige Auffassung des Baues der Erdoberfläche mit folgenden Worten bekundet: „Die Flüsse zeigen uns, wie regelmäßig die Kontinente aufgebaut sind. Die letzteren sind nicht allein nicht von Spalten unterbrochen, sondern besitzen eine Art gemeinsamer Basis, deren Erhebung über dem Meere wenig bedeutend ist, und auf welcher die Berge und Hügel nur aufgesetzt sind“[2]). Wären die Thäler klaffende Spalten der Kruste, so müßten sie sich in unregelmäßigster Weise erstrecken, in große und verschiedene Tiefen einsenken, und könnten unmöglich sich bloß bis auf ein bestimmtes Basisniveau hin fortsetzen. Allerdings ist behauptet worden, daß die ungleich tiefen Spalten durch das Wasser erst ihre Gefällsentwickelung aufgedrückt erhalten hätten, welches hier die Spalten etwas vertiefte, dort dieselben bis zum Basisniveau aufschüttete. Allein bereits K. A. Kühn[3]) zeigte an Beispielen, daß die Anschwemmungen des Thalbodens nur wenig mächtig sind und nicht als Zufüllung von Spalten gelten könnten. Einschlägige Beispiele haben später auch Rütimeyer[4]) und Heim[5]) beigebracht. Wären ferner die Thäler klaffende Spalten, so brauchten Flüsse und Thäler nicht notwendigerweise zusammenzufallen, es müßten namentlich Wüstengebiete einen intakten Spaltenzug darbieten, allein gerade das Relief der Wüsten ist monotoner und ungegliederter als jenes reich benetzter Länder (S. 82). Man bewegt sich im Kreise, wenn man die Existenz der klaffenden Spalten durch die Thäler belegt und diese für Spalten erklärt.

So verhält es sich mit den Anschauungen von Kjerulf[6]) und Hartung[7]) über die Spaltenthäler Norwegens; es werden da lediglich aus den Thalrichtungen ganze Spaltensysteme hergeleitet, welche im geologischen Bau, wie Helland[8]) zeigte, gar nicht vorhanden sind; die Thäler sind Erosionswerke[9]). Es handelt

---

[1]) On the Geological Structure of the Wealden District and of the Bas-Boulonais. Trans. Geol. Soc. London. (2). VII. 1841. p. 1.

[2]) Lettres physiques et morales. I. p. 346.

[3]) Handbuch der Geognosie. Freiberg 1833. § 511.

[4]) Ueber Thal- und Seebildung. Basel 1869. S. 106.

[5]) Mechanismus der Gebirgsbildung. I. Basel 1878. S. 314.

[6]) Et Stykke Geographi i Norge. Christiana Vidensk.-Selsk. Förh. 1876. Heft 3. Deutsch von Hartung. Z. G. f. E. Berlin 1879. S. 129. — Udsigt over det sydlige Norges Geologi. 1879. p. 259. — Fortsatte Bemærkninger om Reliefforholde. Christiania Vid.-Selsk. Forh. 1881.

[7]) Beitrag zur Kenntnis von Thal- und Seebildungen. Z. G. f. E. 1878. S. 265. — Eine Thalspalte. Ebenda 1880. S. 161.

[8]) Forsög paa en geologisk Diskussion. Arch. f. Math. og Naturv. Christiania. 1881. p. 171.

[9]) Penck, Norwegens Oberfläche. Ausland. 1882. S. 190.

sich hier um Thäler in ehemaligen Gletschergebieten (vergl. S. 315), welche allerdings durch ihre Geradlinigkeit, ihre Gefällsverhältnisse und endlich ihren imposanten Schluß von den gewöhnlichen vom Wasser eingeschnittenen Thälern nicht unbeträchtlich abweichen und sichtlich Thalungen sind, an deren Ausgestaltung das Eis beteiligt war. Einen Typus solcher Thäler hat E. v. Drygalski[1]) kürzlich als Fjordthal beschrieben und dessen Ursprung durch Erosion bestritten. Gleichwohl besteht ihm kein Zweifel darüber, daß jenes Thal in seiner heutigen Gestalt ein Werk der ausrämmenden, also erodierenden Macht des Gletschers ist.

Wo auch in der Erdkruste Brüche vorkommen, sind dieselben im wesentlichen geschlossen, vielfach vernarbt und nie haben bislang bergbauliche Unternehmungen jemals große klaffende Spalten thalähnlichen Charakters angefahren; vielmehr hat sich häufig gezeigt, daß die bedeutendsten Brüche, die im Erdinnern erschlossen wurden, oberflächlich kaum spürbar waren. Die Landoberfläche zeigt weniger Phänomene der Auseinanderreißung als solche der Kompression, wie bereits im ersten Bande dargethan, und nur ganz selten treten, namentlich in vulkanischen Gegenden, wenig ausgedehnte Risse entgegen, welche dann und wann in Thäler verwandelt werden können, wie schon S. 86 erwähnt. Aber dies ist die Ausnahme, nicht die Regel. Die Hypothese über die Spaltennatur von Thälern und Seen muß als gänzlich haltlos gelten. Heim[2]) sowie de la Noë und E. de Margerie[3]) haben sie in der kontinentalen Litteratur noch kürzlich eindringlich widerlegt, nachdem ihr namentlich in der britischen Litteratur längst widersprochen ist.

Die Durchbruchthäler verraten im allgemeinen, daß, seitdem der Fluß existiert, namhafte Veränderungen in seinem Gebiete eingetreten sind, welche teils als unmittelbare Konsequenzen der Flußthätigkeit erscheinen, teils von derselben unabhängig sind. Es kann die Abdachung des Flußgebietes ursprünglich nicht gleichsinnig gewesen sein und dasselbe zerfiel in einzelne Wannen, welche durch Sammelflüsse verbunden waren. Letztere schnitten Thäler ein, durch welche sie die hinter ihnen gelegenen Wannen aufschlossen; so entstanden a) primäre Ueberflußdurchbrüche. Dieselben entwickeln sich nicht bloß beim erstmaligen Auftauchen des Landes, sondern nament-

---

[1]) Ein typisches Fjordthal. Richthofen-Festschrift. Berlin 1893. S. 40.

[2]) Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878. II. S. 311—316.

[3]) Les formes du terrain. 1888. p. 164.

lich auch auf jenen Ländern, welche erst infolge von klimatischen Ereignissen dem rinnenden Wasser preisgegeben werden, namentlich in ehemaligen Wüsten- oder Gletschergebieten. Vielfach stehen denn auch solche ursprüngliche Durchbrüche noch mit Seen in Beziehung; oft aber ist die Wanne, die sie entwässerten, bereits trocken gelegt. Diese ursprünglichen Durchbruchthäler sind Erosionsthäler, welche sich zwischen den einzelnen Thalungsstrecken finden und letztere zu einem Thalsysteme verbinden. Je breiter solche Umwallungsthalstrecken werden, je mehr sie sich den Ebenen nähern, desto mehr gleichen die sie verknüpfenden Erosionsthäler echten Durchbrüchen.

Neben diesen primären Ueberflußdurchbrüchen gibt es auch b) sekundäre Ueberflußdurchbrüche. Solche entstehen, sei es infolge klimatischer Veränderungen, sei es infolge von Bewegungen der Erdkruste, welche den Fluß nötigen, sein Bett so weit zu erhöhen, bis er randlich überfließt. Benutzt er dazu eine Querthalflucht, so kann er dieselbe in ein echtes Durchbruchthal umgestalten. Diese sekundären Ueberflußdurchbrüche stehen daher stets, die primären jedoch nie mit Flußverlegungen in Beziehung. Ihre Bildungsweise entspricht der Seentheorie Hilbers[1]).

Sekundäre Ueberflußdurchbrüche entstanden namentlich in der Eiszeit. Aufschüttungen im Innthale dämmten das Achenseethal so weit auf, daß dessen Wasser durch eine Querthalflucht der Nordtiroler Alpen zur Isar abflossen[2]). Als der Rheingletscher das Bodenseegebiet verließ, staute er zeitweilig die Zuflüsse des letzteren in Eisseen auf, welche randlich überflossen. Eine ganze Reihe von Durchbrüchen zwischen Ravensburg und Schaffhausen, die nach den heutigen hydrographischen Verhältnissen ganz unbegreiflich sind, wurden zwischen diesen Stauseen eingeschnitten[3]).

Zahlreiche Durchbrüche stehen mit einer ungleichen Denudation des Flußgebietes in Beziehung, derzufolge

---

[1]) Die Bildung der Durchgangthäler. P. M. 1889. S. 10.

[2]) Penck, Vergletscherung der Deutschen Alpen. S. 157.

[3]) Penck, Lacs de barrage glaciaire de l'ancien glacier du Rhin. C. R. travaux de la Société helvétique des Sciences naturelles. 1893. Arch. d. Sc. phys. et nat. Genève. 1893. Eclogae geologicae Helvetiae. IV. 1893. p. 123.

oberhalb des Durchbruches eine Ausräumung von Material stattgefunden hat. Dadurch wurde das hier befindliche Land, eventuell selbst das Quellgebiet des Flusses, in hohem Maße abgetragen, während in der Gegend des Durchbruches selbst das Land annähernd seine ursprünglichen Gefällsverhältnisse behielt. Solche Flußdurchbrüche sind aus gewöhnlichen Abdachungsthälern entstanden und knüpfen sich an das Auftreten von resistenzfähigen Gesteinen. Dabei ergeben sich je nach der Natur der Fläche, auf welcher das Thal sich entwickelte, verschiedene Fälle solcher Denudation, nämlich:

c) Das Thal ist ein kataklinales und die Abdachung entspricht einer Schichtfläche; sie ist besonders nahe am Firste abgetragen; das Quellgebiet des Flusses, die Hintergehänge der Thalwurzeln sind denudiert worden. Derartige kataklinale Durchbrüche durchqueren meist Landstufen [1]).

d) Die Abdachung entsprach einer Schichtfläche, welche aber gänzlich abgetragen ist, so daß ihre Unterlage bloßgelegt und teilweise denudiert wurde. Es sind dies aufgelegte oder epigenetische Durchbrüche.

e) Die Abdachung schnitt ein Schichtsystem diskordant ab und hat ihr ursprüngliches Gefälle durch spätere ungleiche Denudation verloren, so daß herauspräparierte Durchbrüche entstanden.

In allen diesen Fällen führen denudierende Prozesse zur Herausbildung der Durchbrüche, die man daher Denudationsdurchbrüche nennen kann (Superformationstheorie Hilbers).

f) Durchbrüche können ferner dort entstehen, wo eine Diskordanz zwischen unterirdischer und oberflächlicher Entwässerung stattfindet, wo z. B. mächtige Wassergänge sich quer durch oberflächlich vorhandene Erhebungen hindurchsetzen. Verwandeln sich derartige unterirdische Kanäle durch Einbruch ihrer Decke in offene Rinnen, so

---

[1]) Conybeare, On the Valley of the Thames. Proc. Geolog. Soc. London. I. 1829. p. 145 (147); erörterte diese Anschauung wohl zum ersten Male.

erscheinen sie als Durchbruchthäler, die man als Unterflußdurchbrüche bezeichnen könnte (Intusformationstheorie Hilbers).

g) Die vereinte Thätigkeit von Erosion und Denudation, welche die Wasserscheiden eines Flußgebietes zu erweitern vermag und welche die Existenz angepaßter Flüsse ermöglicht, kann auch zur Bildung von Durchbruchthälern führen, wenn die Erweiterung des Flußgebietes nach einer ganz bestimmten Richtung hin erfolgt, so daß ein hier fließender Fluß erreicht und aus seinem Bette abgelenkt wird. Ferd. Löwl[1]) hat diese Möglichkeit der Bildung von Durchbruchthälern besonders betont, Philippson[2]), Hilber[3]) und W. M. Davis[4]) sind ihm darin gefolgt. Man hat es mit Durchbrüchen angepaßter Flüsse zu thun (Regressionstheorie Hilbers).

Unabhängig von der Flußthätigkeit entstehen Durchbrüche dort, wo sich Dislokationen innerhalb des Flußgebietes einstellen, denen gegenüber der Fluß die ursprünglich eingeschlagene Richtung beibehält, was nach Bd. I. S. 333 möglich ist. Auch in diesem Falle handelt es sich ursprünglich um Abdachungsthäler, der Durchbruch knüpft sich dabei nicht an bestimmte resistenzfähige Gesteine, sondern an eine Dislokation (Antezedenztheorie Hilbers), und zwar entweder

h) an eine Verwerfung — Schollendurchbrüche, oder i) an eine Falte — Faltendurchbrüche.

Derartige Dislokationsdurchbrüche sind in der Regel nur bei größeren Flüssen vorhanden, da kleinere Gerinne nicht leicht gegenüber Dislokationen ihre Richtung aufrecht erhalten können und infolge derselben zur Bildung von Ueberflußdurchbrüchen veranlaßt werden.

Löwl und Hilber bestreiten die Möglichkeit einer Durchbruchthalbildung durch Zersägung einer hebenden Scholle, was

---

[1]) Die Entstehung der Durchbruchthäler. P. M. 1882. S. 405.

[2]) Studien über Wasserscheiden. Mitteil. d. Vereins f. Erdk. Leipzig 1885. S. 241 (295).

[3]) Bildung der Durchgangsthäler. P. M. 1889. S. 14.

[4]) The Rivers and Valleys of Pennsylvania. National Geogr. Mag. I. 1889. p 183. Die hier dargelegten Ansichten werden etwas

durch Lyell (1863)[1], Medlicott (1865)[2], Hayden (1872)[3], Powell (1875)[4], Gilbert (1876)[5], Rütimeyer (1869)[6], A. Heim (1871 und 1878)[7] und darauf von Tietze (1878)[8] als „versuchsweise entwickelte Auffassung" dargelegt wurde. Unter solchen Umständen möchte auf ein Beispiel hingewiesen werden, welches die Thatsache eines Durchbruches durch ein hebendes Land beweist: Maas, Mosel und Rhein durchbrechen das rheinische Schiefergebirge und sind längs ihrer Durchbrüche begleitet von hochgelegenen Schotterterrassen, die oberhalb der Durchbrüche fehlen. Vielmehr findet sich hier ein vom Rheine verschüttetes Thal, dessen Sohle an 250 m tiefer liegt, als die abwärts in Geröllterrassen vorliegenden Spuren des ehemaligen Laufes. Thalzuschüttung oberhalb des Durchbruches, Thaleinschneidung in demselben sind hier deutlich zu verfolgen[9], genau in der Weise, wie es durch die Theorie verlangt wird. Ganz ebenso wie der Rheindurchbruch wurde auch der der Maas durch die Ardennen erklärt[10].

---

eingeschränkt in: Note on the drainage of the Pennsylvania Appalachians. Proc. Bost. Soc. Nat. Hist. XXV. 1892. p. 418.

[1]) The Geological Evidences of the Antiquity of Man. London 1863. p. 318.

[2]) On the Geological Structure and Relations of the Southern portion of the Himalayan range between the rivers Ganges and Ravee. Memoirs Geolog. Survey of India. III. 1865. — Blanford and Medlicott, A Manual of the Geology of India. 1879. II. p. 570, 677.

[3]) VI[th] Ann. Rep. U. S. Geolog. and Geogr. Survey of the Territories. Washington 1872. p. 85.

[4]) Exploration of the Colorado River. Washington 1875. p. 153.

[5]) The Henry Mountains. Washington 1877. p. 125. Vergl. auch Dutton, The Tertiary History of the Grand Cañon District 1882 und Charles A. White, On the Geology and Physiography of NW. Colorado etc. IX[th] Ann. Rep. U.S. Geolog. Survey. 1887/88. p. 677.

[6]) Ueber Thal- und Seebildung. Basel 1869.

[7]) Blick auf die Geschichte der Alpen. Verhandl. Schweiz. naturf. Gesellsch. LIV. 1870/71. S. 155. — Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. 1878. I. S. 312.

[8]) Einige Bemerkungen über die Bildung von Durchbruchthälern. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanst. XXVIII. 1878. S. 581. Die hier und 1882 (Ebenda. XXXII. S. 685) übersehene Priorität der oben angeführten Autoren hat Tietze nachträglich anerkannt. Zur Geschichte der Ansichten über die Durchbruchthäler. Ebenda. XXXVIII. 1888. p. 633.

[9]) Penck, Das Deutsche Reich. Prag 1887. S. 318. — Lepsius, Geologie von Deutschland. Stuttgart. I. 1887/92. S. 220.

[10]) De la Vallée-Poussin, Comment la Meuse a pu traverser le terrain ardoisier de Rocroy. Bull. Soc. géolog. de Belgique. XII. 1884/85. p. 151. Vergl. auch Phillipson, Studien über die Wasserscheiden. Mitt. Ver. f. Erdk. Leipzig. 1885. S. 241 (377).

Die bisher aufgeführten neun Typen von Durchbrüchen sind sämtlich jünger als der Fluß, der sie durchströmt. Dazu gesellen sich noch einige Typen, in welchen das umgekehrte Verhältnis stattfindet, in welchem der Durchbruch eine ursprüngliche, vom Flusse aufgesuchte Thalung darstellt. Hierher zu rechnen sind

k) die Lückendurchbrüche, entstanden gleichzeitig mit der Ablagerung der durchbrochenen Erhebung. Zu denselben gehören die Durchbrüche durch Endmoränenlandschaften und viele durch Küstendünen, endlich auch solche in gehobenen Korallenriffen, wie sie Junghuhn[1]) vom Tji-laut-eren in Java beschreibt. Die Korallenriffe zeigen an den Flußmündungen meist Unterbrechungen; werden sie gehoben, so erscheinen jene Unterbrechungen als natürliche Durchbrüche und stellen im kleinen das dar, was im großen die

l) Meeresstraßendurchbrüche sind. Wird durch die Krustenbewegung irgend ein Meeresteil vom Ozeane abgeschnitten, so entwickeln sich in der schmalen offen bleibenden Straße zwischen beiden so heftige Meeresströmungen, daß sich dieselben ihr Bett offenhalten. Wird dann schließlich der abgeschnittene Meeresarm ausgesüßt, so wird die ehemalige Meeresstraße als Flußdurchbruch erscheinen. Die Anwendbarkeit dieser Bildungsmöglichkeit, welche bereits 1846 von Darwin[2]) ausgesprochen wurde, wäre namentlich auf einige Donaudurchbrüche zu versuchen.

m) Die tektonischen Durchbrüche stellen einen möglichen, aber noch nicht erwiesenen Fall dar; denkbar ist wohl, daß irgend eine Grabenverwerfung oder ein Bruch eine Erhebung so durchsetzt, daß die entstandene Thalung von einem Flusse benutzt wird.

Hat man auch vielfach die Durchbruchthäler als Spalten aufgefaßt, so knüpfen sich doch die älteren Ansichten über die Thalbildung durch Erosion vielfach an Durchbruchthäler. H. B. de Saussure[3]) beobachtete im Rhonedurchbruche unterhalb Genf Erosionswirkungen und erklärte denselben durch Auswaschung.

---

[1]) Java. II. Leipzig 1857. S. 957.
[2]) Geolog. Beobachtungen in Südamerika. Stuttgart 1878. S. 90.
[3]) Voyages dans les Alpes. §§ 213, 214.

Ebenso dachte Konrad Escher von der Linth[1]. A. G. Werner[2]) erblickte im Elbedurchbruche durch die sächsische Schweiz ein Erosionsthal, und Playfair erwähnt ausdrücklich die Durchbruchthäler als Wasserwirkungen[3]). P. Scrope[4]) brachte Beweise für die Erosion des Maas- und Moselthales bei, denen sich Charles Lyell anschloß. Ebenso erklärte De la Beche[5]) die Durchbruchthäler für Erosionswerke. Ferd. Römer behauptete den erosiven Ursprung des Rheindurchbruches durch das Schiefergebirge[6]) und den der Weser bei Vlotho[7]). Die spezielleren Ansichten datieren meist aus jüngster Zeit und wurden von Hilber[8]) und vom Verfasser[9]) kritisch zusammengestellt. Eine Liste von Durchbruchthälern veröffentlichte J. A. de Luc d. J.[10]), und ohne selbst einen Versuch zu machen, sie zu erklären, stellt er sie als weise Einrichtungen des Schöpfers hin.

Offene Thäler, d. h. solche, deren Hintergehänge eine bedeutende Lücke aufweist, kommen durch alle jene verschiedenen Prozesse zustande, durch welche Verschiebungen und Erniedrigungen der Wasserscheide bewirkt werden und die man nicht ganz passend als rückwärtige Erosion bezeichnet hat. Sie führen zunächst zur Erniedrigung der Hintergehänge zweier anstoßender Thalschlüsse, wobei dieselben völlig vernichtet werden können, so daß die beiden Thäler vollkommen geöffnet werden, und es zur Bildung von Thalwasserscheiden kommt. Vollkommen geöffnete Thäler aber können durch irgend welche Vorgänge, welche die Entwickelung des einen oder andern

---

1) Gilberts Annalen. LIII. 1816. S. 130.

2) Ueber das Vorkommen des Basaltes etc. Köhlers Bergm. Journ. 1789. I. S. 352.

3) Illustrations. § 102.

4) On the Gradual Excavation of the Valleys in which the Meuse, the Moselle and some other rivers flow. Proc. Geolog. Soc. London. I. 1829/30. p. 170.

5) Geological Notes. 1830. III. On the excavation of valleys.

6) Das rheinische Uebergangsgebirge. 1844. S. 4.

7) Die jurassische Weserkette. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. IX. 1857. S. 581 (721).

8) Die Bildung der Durchgangthäler. P. M. 1889. S. 10.

9) Die Bildung der Durchbruchthäler. Schriften d. Vereins zur Verbr. naturw. Kenntnisse. Wien. XXVIII. 1887/88. S. 481.

10) Sur les coupures transversales qui donnent passage aux rivières dans les chaînes de montagnes. Bibl. univers. XXI. 1839. p. 376. — On the transverse Valleys, or Openings in Chains of Mountains. Edinb. new philos. Journ. XXVIII. 1840. p. 32.

der beiden Thäler beeinflussen, in ein einziges Thal verwandelt werden, wenn z. B. der Fluß des einen Thales dermaßen rückgestaut wird, daß er über das erniedrigte oder völlig abgetragene Hintergehänge überfließt, wobei ein sekundäres Ueberflußquerthal entstehen kann.

Die letzte Phase dieser Entwickelung — die Umwandlung des Gefälls des einen Thales durch Stauerscheinungen — ist bei den meisten Darlegungen der Entstehung von Durchbrüchen nach der Regressionstheorie übersehen. Durch letztere allein können nur dann Durchbrüche erklärt werden, wenn angenommen wird, daß durch die „rückwärtige Erosion" die Wasserscheiden nicht bloß erniedrigt, sondern auch bis in das Bett eines Flusses verschoben werden.

Sehr wesentlich begünstigt wird die Bildung offener Thäler dort, wo das Hintergehänge zweier benachbarter Thäler aus wenig widerstandsfähigem, leicht denudierbarem Materiale besteht; es kann dann rasch abgetragen werden. Diesem Umstande ist es vor allem zuzuschreiben, daß in stark disloziertem Gebiete die leicht zerstörbaren Gesteine weit ausgedehnte Thalzüge bilden; diese ihrerseits können in Längsthäler verwandelt werden, wenn die Prozesse eintreten, welche zu einer Umkehrung des Fluß- bezw. Thalgefälles führen. Auch Querthalzüge können aus gleicher Ursache entstehen, und zwar namentlich dort, wo durch Querbrüche die Widerstandsfähigkeit der Hintergehänge gelockert ist oder wo schwer denudierbare Gesteine in ihrem Streichen eine örtliche Minderung ihrer Widerstandsfähigkeit erfahren, z. B. durch Verringerung ihrer Mächtigkeit oder durch Einschaltung leicht zerstörbarer Lagen. Aus allen diesen Ursachen kommt es, daß stark dislozierte Folgen verschieden resistenzfähiger Schichten gewöhnlich oberflächlich durch die Entwickelung eines Thalnetzes ausgezeichnet sind, welches sich eng an den Aufbau des Gebietes anknüpft, wie z. B. in den nördlichen Kalkalpen, während mächtige Komplexe homogener Zusammensetzung ein System geschlossener Thäler aufweisen, wie z. B. die Gneisalpen in den Ostalpen.

Die gegenseitige Oeffnung von Querthälern quer über eine Firstlinie hinweg wird namentlich durch meteorologische Umstände gefördert. Sobald sich in irgend

welchem Kamm eine Einschartung durch Erniedrigung des Hintergehänges zweier Thäler gebildet hat, wird dieselbe von Luftbewegungen aufgesucht, und zweifellos hat der Wind einen wesentlichen Anteil an der Vergrößerung der Scharte (Bd. I. S. 257). Dieselbe kann überdies durch glaciale Thätigkeit weiter ausgeschliffen werden, wenn sich über sie Gletscher hinweg erstrecken, was sich bei den nicht seltenen Diskordanzen zwischen Eis- und Wasserscheide öfters ereignet.

An manchen Stellen der Zentralalpen werden noch gegenwärtig Einsenkungen der Wasserscheide von Gletschern überschritten, so z. B. am Hochjoch in den Oetzthaler Alpen. In viel ausgedehnterem Maße war dies zur Diluvialperiode der Fall, als sich über Reschenscheideck, den Brenner, das Pfitscher Joch und die Turracher Höhe die nordalpinen Gletscher nach Süden ergossen und als die Pässe der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Enns vom Eise überschritten wurden. Vielfach verraten Rundhöcker die hier entfaltete glaciale Korrosion, der die gegenwärtige Konfiguration der Pässe zu danken ist (vergl. unter Paßwannen). Weit großartiger waren nach Andr. M. Hansen[1]) die entsprechenden Erscheinungen in Norwegen, wo die Eisscheide 100—150 km östlich der jetzigen Wasserscheide gelegen gewesen sein soll, was jedoch H. Reusch[2]) nicht bestätigen kann.

d) Die Entstehung der Thalgehänge.
Die asymmetrischen Thäler.

Die Gestalt der Thalgehänge ist im wesentlichen ein Produkt der Denudation, welche sich entfaltete, während der Fluß sein Bett vertiefte, und welche dessen aufwachsende Ufer nach Maßgabe von deren Zusammensetzung abböschte. So wurde die von Schritt zu Schritt mit dem Gesteinscharakter wechselnde Physiognomie der Thäler bedingt. Dabei entwickelten sich einige Typen von allgemeinerer Verbreitung dadurch, daß das Verhältnis von Erosion des Flusses und Denudation seiner Thalgehänge ein sehr wechselndes ist.

---

[1]) Om beliggenhed af bräskillet etc. Nyt Mag. f. Naturv. XXXIV. 1893. p. 186.

[2]) Har der existeret store isdämmede indsjöer paa östsiden af Langfjeldene? Norges geolog. unders. Aarbog for 1892/93. p. 51.

Dort, wo das Einschneiden des Thales so rasch erfolgt, daß ihm die Abspülung nicht Schritt zu halten vermag, entweder weil aus lokalen Ursachen die Erosion sehr beschleunigt war, oder weil die Denudation gering war, entstehen lange schmale, steilwandige Thäler mit V-förmigem Querschnitt bei meist konvexen Gehängen, also Schluchten. Klammen nennt man dieselben dort, wo das Wasser feste Riegel sehr rasch durchschneidet. Die Wandungen derselben sind manchmal noch glatt abgewaschen und von der Denudation nicht beeinflußt. Die Klamm bewahrt solange, als dies der Fall ist, die Breite des Flusses, der sie einschnitt — häufig unter Bildung von Wasserfällen — und hat gelegentlich überhängende Böschungen; sobald aber die Denudation sich entfaltet, werden die Wandungen abgeböscht und rücken oben mehr auseinander als unten.

Den V-förmigen Querschnitt zeigen namentlich auch die Thäler, welche in trockenem Klima eingeschnitten werden, in welchen die Abspülung aussetzt und lediglich die Abbröckelung an den Gehängen nagt. Die in das trockene Coloradoplateau eingesenkten Thäler haben durchweg diesen Typus, sie können passend als Cañonthäler bezeichnet werden[1].

Am großartigsten ist dieser Typus am Grand Cañon des Colorado entwickelt. „Die wechselnde Tiefe dieses Cañon, welche dem Wechsel der Höhen der umgebenden Plateaus zuzuschreiben ist, kann nur von oben wahrgenommen werden. Wenn wir uns unten in den finsteren Tiefen bewegen, ist der Höhenunterschied von 1300 und 2000 m nicht wahrnehmbar, aber die Szenerie des Cañon wechselt bei jeder Verwerfung, welche die Höhen der Wandung beeinflußt... In den eigentlichen Tiefen des Cañon haben wir schwarzen Granit im engen Schrunde, durch den sich der Fluß zwängt. In den granitnen Teil der Gehänge sind tiefe Schluchten eingeschnitten, und Zinnen und Türme sind ihm aufgesetzt. Darüber folgen zerbrochene rauhe Felsen, ungleichförmig aufgelagert und flach rückwärts fallend. Ueber diese hinauf steigend erreichen wir horizontale Schichten. Einige sind weich,

[1]) Vergl. Rob. Brown, On the Formation of Fjords, Cañons, Benches, Prairies and intermittend Rivers. J. R. G. S. 1869. XXXIX. p. 121. — Remarks on the Formation of Fjords and Cañons. J. R. G. S. 1871. XLI. p. 348 (besonders p. 359).

andre hart, die weicheren sind ausgewaschen, die härteren bleiben als Gesimse stehen. Ueberall sind Seitenschluchten und Cañons, so daß diese Schluchten zehntausend dunkle Grotten einschließen" [1]).

„Die nächstliegende Erklärung der überraschenden Szenerie möchte dieselbe wohl auf jene unermüdliche Gewalt, auf jenes Schwert, das jeden geologischen Knoten löst, nämlich auf vulkanische Kraft, zurückführen. Der große Cañon des Colorado möchte wohl gern als eine klaffende Spalte der Erdkruste angesehen werden. Dieser Theorie, wie plausibel sie auch erklärt und wie sehr sie jedem einzelnen Phänomen als angepaßt erscheint, fehlt nur eines — die Wahrheit. Die beiden Seiten des Cañon entsprechen einander völlig, nirgends zeigt sich eine Spur von Schichtstörungen, bis auf kleine Vorkommnisse, das Ganze ist eine Wirkung des Wassers" [2]).

Cañonähnliche Thäler entstehen ferner dort, wo die Abspülung auf permeablem Boden aussetzt, weil derselbe die Spülwasser verschluckt. Thäler, welche in Sandstein oder Kalkstein einschneiden, haben gewöhnlich V-förmigen Querschnitt, wie der Elbedurchbruch durch die sächsische Schweiz und der Donaudurchbruch durch den schwäbischen Jura. Vertikale Klüftung des Gesteins befördert auch hier die Entfaltung steiler Gehänge (vergl. Bd. I. S. 227) und sie gehört neben der Trockenheit des Klimas oder der Durchlässigkeit der Umgebung zu den wesentlichen Erfordernissen der Cañonbildung [3]).

Dort, wo die Thalvertiefung von lebhafter Denudation begleitet wird, werden die Thalgehänge um so mehr abgeböscht, je kräftiger die Denudation sich entfaltet, und es entstehen breite Thäler, deren Gehänge unter dem Einflusse namentlich der Abspülung einen konkaven Verlauf annehmen, also Thalmulden mit deutlich abgesetzter Sohle. Hört die Thalvertiefung auf, so beginnt sich die

---

[1]) J. W. Powell, Exploration of the Colorado River of the West. Washington 1875. S. 193.

[2]) Newberry in Ives, Report upon the Colorado of the West. Washington 1861. Geolog. Rep. p. 45, 46. Vergl. weiter Dutton, Tertiary history of the Grand Cañon. Washington 1882. — Referate über den Grand Cañon gaben Toula (Schriften d. Ver. zur Verbr. naturw. Kenntnisse Wien. XXVII. 1886/87. S. 181) und Cadell (Scott. geogr. Mag. III. 1887. p. 441).

[3]) Vergl. Diener, Libanon. 1886. S. 138. — Penck, Das Deutsche Reich. 1887. p. 429.

seitliche Erosion zu entfalten, der Fluß unternagt den Fuß seiner Thalgehänge, so daß sich diese mit einem Steilabfalle gegenüber der sehr breiten Thalsohle absetzen. Es entsteht ein breitsohliges Thal mit konvexen Gehängen, also ein Thaltrog. Hiernach ist begreiflich, daß die Breite der Thäler, sowie die Größe ihrer Windungen in keinem direkten Verhältnisse zur Größe der Thalflüsse steht. Dies wurde von denjenigen [1]) übersehen, welche zur Bildung breitsohliger, stark gewundener Thäler ungeheure Wassermassen für nötig hielten. Die Breite der Thalsohle ist gleich dem Radius der Mäander kein Maß für die Wasserkraft des Thalflusses, sondern ein solches für die Zeit, seit welcher derselbe sein Normalgefälle erreicht hat [2]).

Nicht alle Thäler sind noch in Vertiefung begriffen; und wenn die einen in dem Zustand sich befinden, daß sie nur noch in die Breite wachsen, so sind andere geradezu der Vernichtung preisgegeben, wenn nämlich der Thalfluß akkumuliert, anstatt zu erodieren. Der Thalboden wird aufgeschüttet und kann schließlich über die Thalgehänge hinauswachsen, das Thal wird eingeebnet. Dies geschieht dort, wo durch tektonische Vorgänge der Fluß einen Rückstau, der ihn zur Geschiebeabgabe veranlaßt, erfährt, und dort, wo der Fluß nicht das Vermögen besitzt, alle die ihm durch Abtragung seiner Gehänge zugeführten Materialien fortzuführen, die Flußerosion also nicht mit der Denudation Schritt zu halten vermag. Der Thalboden wächst dann empor, aber nie über die umrahmenden Gehänge hinweg; anstatt jedoch, wie sonst, sich scharf von denselben abzusetzen, verwächst er allmählich mit ihnen, indem sich auf ihm Schuttkegel und Schutthalden breiten, die fast bis an den wasserscheidenden First heranreichen. Das Thal bleibt dabei im großen und ganzen bestehen, jedoch in Form einer breiten, ungegliederten Thalmulde, ohne scharf

---

[1]) Elie de Beaumont, Leçons de géologie pratique. II. 1849. p. 272.

[2]) Joseph Le Conte, A Posttertiary Elevation of the Sierra Nevada shown by River beds. Am. Journ. (3). XXXII. 1886. p. 167.

abgesetzte Sohle, mit charakteristischem, flachschüsselförmigem Querschnitt, welcher sohin die gegenteilige Entwickelung anzeigt wie der V-förmige. Dieser entsteht, wenn die Erosion, jener, wenn die Gehängedenudation stärker ist.

Vom Charakter der also durch Zuschüttung entstandenen flachmuldenförmigen Thäler sind die Gebirgsthäler in Zentralasien im Sinne v. Richthofens. Sie sind es, welche den Namen Pamire tragen in dem nach ihnen benannten Gebiete[1]), in dessen Osthälfte sie in typischer Gestaltung auftreten. Solche verschüttete Thäler können leicht in flache abgeschlossene Hohlformen verwandelt werden, wenn der in ihnen befindliche Fluß versiegt, so daß sein Gefälle durch die von den Seiten herabgeführten Schuttmassen umgeändert wird.

Unter dem Einflusse der Denudation nehmen die Thalgehänge die Böschungen an, welche alle Denudationsformen zeigen. Widerstandsfähige Gesteine fallen steiler ab, als leicht zerstörbare; erstere bilden meist Bänder an den Thalgehängen, welche gelegentlich das Auftreten von Leisten nachahmen, aber nicht wie diese unabhängig vom Schichtbau verlaufen. Erstreckt sich das Thal gerade an der Grenze verschieden widerstandsfähiger Gesteine, was ja bei tektonischen Thälern beinahe die Regel ist, so hat es asymmetrische Gehänge: die von härterem Gesteine gebildeten Thalwandungen sind steiler als die anderen abgeböscht.

Man hat es hier mit einer Asymmetrie auf Grund des Gesteinsmateriales der Umgebung zu thun. In anderen Fällen ist die Asymmetrie direkt auf die Art der Thalbildung zurückzuführen. Die alternierende Asymmetrie der Mäanderthäler ist dadurch hervorgerufen, daß der Fluß beim Einschneiden an den Prallstellen seitwärts rückte und hier dementsprechend steile Gehänge bildete. Auch die konstante Asymmetrie mancher meist flacher Thäler in den Hügelländern Mitteleuropas hängt nicht vom Gesteinscharakter der Umgebung ab. Sie wurde bereits im vorigen Jahrhundert in Nordfrankreich von

---

[1]) Geiger, Die Pamir-Gebiete. Geogr. Abhdlgn. Wien. II. 1. 1887. S. 25.

de Lamblardie[1]) wahrgenommen, welcher zugleich betonte, daß die dem herrschenden Winde entgegenstehenden Gehänge die steileren sind. Die sehr auffällige Asymmetrie der zahlreichen Thäler, welche die Platte von Lannemezan am Nordfuße der Pyrenäen durchfurchen, wurde von Elisée Reclus durch einen Hinweis auf das sogen. Baersche Gesetz erklärt[2]); in der That ist allgemein ihr rechtes Gehänge das steile, also das nach Westen dem herrschenden Winde entgegen gerichtete. Das ist in ganz Mitteleuropa die Regel. In der sandigen oberbayerischen Tertiärhügellandschaft in der Gegend von Landshut sind die nach Westen gewandten Gehänge, gleichviel, ob sie rechte oder linke Gehänge sind, steiler als die ostwärts abfallenden[3]). Gleiches wiederholt sich im sächsischen Hügelland[4]) und auf der podolischen Platte in Galizien[5]). Die Thäler des untersteirischen Hügellandes kehren ihr steileres Gehänge ebenfalls gegen Westen, die des östlichen Ungarn südlich vom Plattensee hingegen nach Norden, von wo der herrschende Wind kommt, die des Sachsenlandes in Siebenbürgen zwischen großer und kleiner Kokel nach Westen. Durchgehend ist also die von de Lamblardie erkannte Regel, daß die steilen Thalgehänge sich der herrschenden Windrichtung entgegenstellen. Hiernach hat man die in Rede stehende Asymmetrie der Thäler als ein Werk der herrschenden Winde hinzustellen, welche dadurch, daß sie den Fluß konstant nach einer Richtung treiben, eine Untergrabung der ihnen entgegenstehenden Gehänge verursachen können (vergl. Bd. I. S. 360).

---

[1]) Mémoire sur les côtes de la Haute-Normandie. Le Havre 1782. p. 12. Citiert bei Delesse, Lithologie des mers de la France. p. 49.

[2]) Géographie universelle. II. p. 116.

[3]) Penck, Das Deutsche Reich. 1887. S. 139.

[4]) Vergl. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Sekt. Chemnitz von Siegert und Lehmann. 1877. S. 4. Sekt. Leisnig von G. R. Credner u. Dathe. 1878. S. 4.

[5]) Lomnicki, Verhandl. geolog. Reichsanstalt. Wien 1880. S. 592. — Hilber, Ebenda. 1881. S. 97. 1882. S. 328.

Dies ist auch die Ansicht von G. Bischof[1]) und Köppen[2]). Rucktäschl[3]) dagegen meint, daß die dem Regenwinde zugewandten Thalseiten deswegen die steileren seien, weil hier die Abspülung energischer wirke. Wenn aber dies der Fall ist, so muß, wie Hilber[4]) richtig betont, gerade an diesen Gehängen die sanftere Böschung auftreten. De Lamblardie schreibt der Besonnung Einfluß zu; die am meisten insolierten Gehänge seien die steilsten, weil sie am stärksten ausgetrocknet würden und daher am meisten der Denudation zu trotzen vermöchten. Dagegen glaubt Kinahan, daß die Insolation die Zerstörung der Gehänge begünstige, weil sie das Gesteinsgefüge lockere, und erklärt so das Vorwalten sanfter, nach Süden gerichteter Gehänge in Irland[5]). Nach Stefanović v. Vilovo ist die Insolation als Ursache rapider Schneeschmelze gleichfalls Veranlassung zur raschen Abtragung der Südgehänge[6]). Alle diese Annahmen erweisen sich dadurch als unstichhaltig, weil bald das Nord-, bald das Südgehänge das steilere ist. Nach Hilber[7]) ist die konstante Asymmetrie der Thäler eine Folge der rückwärts schreitenden Erosion; die abwärts gelegenen Zuflüsse waren eher vertieft, als die aufwärts folgenden, und konnten nach diesen hin ihr Einzugsgebiet erweitern. Hiernach müssen sich die Steilgehänge des Nebenthälchens stromaufwärts in Bezug auf das Hauptthal richten, was aber, wie Hilber selbst bemerkt, nicht allgemein der Fall ist. Die siebenbürgischen und südfranzösischen Thäler machen eine Ausnahme. Nach den oben gemachten Darlegungen kann der Wind namentlich seichte Gewässer verschieben, und er kann zur Erklärung der konstanten Asymmetrie für alle die erwähnten Fälle herbeigezogen werden, da es sich ausnahmslos um Flachthäler handelt. Wenn auch Tiefthäler, wie manche der Zentralalpen[8]), asymmetrisch entwickelt sind, so erklärt sich dies vielleicht daraus, daß eine ursprünglich auf flachem Boden entwickelte asymmetrische Anlage der Thäler bei der darauffolgenden Vertiefung derselben festgehalten wurde.

Das Seitwärtsrücken der Flüsse infolge der Erdrotation kann

---

[1]) Lehrbuch der phys. u. chem. Geologie. 2. Aufl. I. S. 322.

[2]) Meteorol. Zeitschr. 1890. S. 34 u. 180.

[3]) P. M. 1889. S. 224. — Ungleichseitigkeit der Thäler, besonders im Königreich Sachsen. XI. Bericht d. naturf. Gesellsch. Chemnitz. 1889.

[4]) Die Entstehung der Thalungleichseitigkeit. Mitteil. naturw. Vereins d. Steiermark. 1889.

[5]) Valleys. 1875. S. 77.

[6]) Die Eisenbahn im Klosterthal etc. Mitteil. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. 1892. S. 607.

[7]) Asymmetrische Thäler. P. M. 1886. S. 171.

[8]) Hilber, Asymmetrische Thäler. P. M. 1886. S. 171 (173). — E. Richter, Die Gletscher der Ostalpen. 1888. S. 214.

zur Erklärung der Asymmetrie der kleinen Thäler Mitteleuropas nicht herbeigezogen werden, da bei denselben bald das rechte, bald das linke Gehänge das steilere ist. Anders liegen die Dinge in Rußland und Westsibirien, wo die großen Ströme, mögen sie nach Norden oder Süden fließen, ein rechtes hohes Berg- und ein linkes niedriges Wiesenufer haben[1]) Nach Lewis[2]) haben ferner auf Long-Island die südwärts gerichteten Thäler die Westgehänge als steilere. Nach Löschmann[3]) besitzen von 13 Flußgebieten im Bereiche der oberen Oder 9 steilere rechte Flanken, gleichwohl aber ist im gesamten Gebiete die linke Flanke etwas steiler (33′) als die rechte (31′).

Die bereits im vorigen Jahrhunderte erkannte Asymmetrie der Thäler ist damals nicht scharf von der Asymmetrie der Gebirge getrennt worden und letztere ist von Kirwan[4]) ebenso durch meteorologische Ursachen erklärt worden, wie die Thalasymmetrie von de Lamblardie.

In allen den besprochenen Fällen hat man es mit einer Thalungleichseitigkeit zu thun, die sich auf eine einseitig besonders stark wirkende Denudation oder auf eine Verschiebung des Flußlaufes zurückführt und welche bei einer auf die Flußverschiebung folgenden Flußbettvertiefung festgehalten worden sein kann. Es ist sehr wohl denkbar, daß auch durch die Krustenbewegung direkt asymmetrische Thäler entstehen. Wird eine Abdachung zerbrochen und schollenweise verschoben, so wie dies für monoklinale Schollenlandschaften charakteristisch ist, so entstehen monoklinale Bruchthäler als asymmetrische Umwallungsthäler.

Die charakteristischen subaërilen Denudationsformen der Thalgehänge werden verwischt, wenn anderweitige Vorgänge in die Geschichte des Thales eingreifen. Entwickeln sich große Gletscher im Thale, so schleifen dieselben alle die von der Denudation bloßgelegten Felsbänder, die durch Abbruch gebildeten Felsen u. s. w. ab und runden die Thalgehänge zu, auf denselben die Rundhöckerformen bildend, welche namentlich in den Alpenthälern genau

---

1) Vergl. die Bd. I. S. 358 angeführten Arbeiten von v. Baer.

2) Certain Features of the Valleys or Watercourses of Southern Long Island. Am. Journ. (3). XIII. p. 216.

3) Beiträge zur Hydrographie der oberen Oder. Inaug.-Dissert. Breslau 1892. S. 24.

4) Schriften. Deutsch von L. v. Crell. II. Berlin 1799. S. 161.

das Niveau verraten, bis zu welchem das Eis während der Glacialzeit gereicht hat; darüber hinaus erheben sich die viel mannigfaltiger gegliederten, durch Abspülung und Abbruch gebildeten Formen. In Thälern, welche erst verhältnismäßig kürzlich vom Eise verlassen sind, finden sich nicht selten hoch oben an den Gehängen noch die Ufermoränen des ehemaligen Gletschers als langgestreckte Dämme oder wenigstens als Schuttleisten. Auch wenn aus irgend welchen Ursachen ein Thal in einen See verwandelt wird, erfahren seine Gehänge eine Umgestaltung. Bis zum Niveau des Seespiegels hinauf werden sie überschüttet mit den Ablagerungen, welche sich an den Seeufern und am Seeboden bilden und häufig dann, wenn der See abgelaufen ist, noch dessen Stand als Seeterrassen verraten. Bekannt sind in dieser Hinsicht namentlich die parallelen Terrassen des Glen Roy in Schottland (vergl. S. 213).

e) Die Entstehung des Thalschlusses.

Bis zum Thalschluß führt ein deutlich entwickelter, durchschnittlich sanft ansteigender Thalboden, und dieser wird hier mit einem Male durch ein steil ansteigendes Gehänge abgeschlossen, so daß es den Anschein gewinnt, als ob die thalbildende Kraft nur bis hierher gereicht habe, um plötzlich aufzuhören, etwa so wie das Aufklaffen einer Spalte nur bis zu einer bestimmten Stelle führt. Allein auch diese Erscheinung läßt sich befriedigend durch die Annahme der Thalbildung durch rinnendes Wasser erklären. Es bezeichnet der Thalschluß die Stelle, bei welcher die eigentliche Flußerosion beginnt und die Wirkung der kleinen Rinnsale der Bäche ablöst. Seine Wandungen gehören zu den Gehängeformen, und wie sich seitlich längs des Thales Gehänge erstrecken, so umschließen solche auch den Wurzelpunkt des Thales, wenn es hier durch Vereinigung zahlreicher Bäche mit einem Male zur Bildung eines Flusses kommt; dies ist überall dort der Fall, wo sich die Breite eines Flußgebietes nach der Quelle hin nicht wesentlich verschmälert, wie z. B. bei der fiederförmigen Gebirgsgliederung. Dort hingegen, wo

der Fluß erst allmählich entsteht, indem sich nach und nach die einzelnen Rinnsale treffen, vollzieht sich ein allmählicher Uebergang zwischen Gehängeformen und Thalboden, es entstehen muldenförmige Thalanfänge von ziemlich unsicherer Begrenzung. Die Grenze zwischen beiden Formen wird überdies häufig dadurch verschärft, daß dem Gletschereise nicht selten ein gewisser Anteil an der Bildung des Thalschlusses zukommt. Entwickelt sich nämlich in demselben ein Gletscher, so entfaltet dieser hier seine charakteristische erodierende Thätigkeit, er vertieft sein Bett durch die Arbeit an seiner Sohle und schützt durch seine Masse sein Werk vor Zuschüttung durch Abbruch von den Gehängen. So nagt er sein Bett aus, welches bei flacher, oft muldenförmiger Sohle eine steile Umwandung erhält. Schwindet der Gletscher, so hinterläßt er einen cirkusähnlichen Thalschluß. In der That liegen die großen Thalcirken der Pyrenäen und der Alpen, sowie die Sackthäler Norwegens[1]) in alten Gletschergebieten, und der Thalschluß bezeichnet hier regelmäßig die Stelle, welche zuletzt vom Eise verlassen wurde (vergl. S. 321).

Auch weitere Ursachen haben die Bildung eines Thalschlusses zur Folge. In einigen Fällen ist das Thal, so wie es vorliegt, nicht das Werk des in ihm befindlichen Flusses, sondern weit bedeutenderer Wassermassen. Dies gilt von allen den Flachthälern Norddeutschlands. welche von den Schmelzwässern der großen eiszeitlichen Vergletscherung Nordeuropas eingefurcht wurden. Diese Schmelzwässer ergossen sich an einer bestimmten Stelle vom Eise auf das davor oder darunter liegende Land und kolkten hier Becken aus, an welche sich Thäler knüpften, wie dies von E. Geinitz[2]) für Mecklenburg gezeigt worden ist. Ferner kann irgend welche ursprünglich isolierte Hohlform, nach welcher hin sich ein Thal eingeschnitten hat, als Thalschluß dienen. So beginnen einige Seitenthäler der Mosel, z. B. das der Uess in der Eifel, in ehemaligen

[1]) A. Helland, Om Botner og Säkkedale samt deres Betydning for Theorier om Dalenes Dannelse. Geolog. Fören. Förh. Stockholm. II. 1874/75. p. 286.

[2]) Die Seen, Moore und Flußläufe Mecklenburgs. 1886. S. 14.

Maaren, also Explosionsbecken[1]). Gleiches gilt von einigen in Calderen beginnenden Barrancos von Vulkanen (S. 425).

Steilwandige Thalschlüsse kennzeichnen vor allem das Kalkgebirge, z. B. die großen Kalkstöcke der nördlichen Kalkalpen im Berchtesgadener Lande, im Salzkammergute, am Hochschwab, ferner das Karstgebiet u. s. w. Die Bildung dieser oft großartigen Thalschlüsse hängt wohl damit zusammen, daß die Entwässerung der meisten Kalkberge unterirdisch durch große Quellstränge erfolgt, welche, zu Tage tretend, ganze Flüsse bilden. Letztere vertiefen ihr Bett bis zur Quelle hin und verlängern dasselbe durch große Abbrüche nach rückwärts, dem Quellstrange folgend, so daß sich derselbe allmählich in ein steilwandig umschlossenes Thal verwandelt (vergl. S. 282).

Die Ansichten über die Bildung der Thalschlüsse verknüpften sich früher auf das innigste mit denen über die Entstehung der Erhebungskratere und großer Einstürze, worüber die ausführlichen Darlegungen von C. F. Naumann in seinem Lehrbuche der Geognosie (2. Aufl. I. S. 347—353) und von B. Studer in seinem Lehrbuche der physikalischen Geographie (2. Aufl. I. S. 300) zu vergleichen sind.

f) Die Entstehung des Thalgefälles. Die Stufenthäler.

Thäler mit normalem Gefälle, das sich in der Richtung von oben nach unten allmählich mindert, entsprechen durchaus dem Zustande, nach welchem das rinnende Wasser strebt, und die Normalthäler erscheinen als ein Werk der Flußthätigkeit. Dagegen haben die Stufenthäler durch die Ungleichmäßigkeit ihres Gefälles jenen Theorieen, welche die Thalbildung direkt auf tektonische Vorgänge zurückführen, eine wesentliche Stütze geliefert, und namentlich hat man in den Seethälern den noch aufrecht erhaltenen primären Zustand von Thälern erblickt. In der That machen jene Thäler einen durchaus unfertigen Eindruck, allein es ist daraus noch keineswegs zu schließen, daß sie deswegen notwendigerweise em-

---

[1]) Vergl. hierzu Karl Schneider, Studien über Thalbildung aus der Vordereifel. Z. d. G. f. E. Berlin 1883. S. 27, 60.

bryonale Zustände darstellen müßten, wie Peschel annimmt [1]). Vielmehr ist stets im Auge zu behalten, daß der Stufenbau die Folge von störenden Prozessen sein kann, welche ein ursprünglich vorhandenes Normalgefälle umwandelten. Man hat es sohin mit primären und sekundären Stufenthälern zu thun.

Die primären Stufenthäler treten überall dort entgegen, wo die Wasserwirkung sich erst seit kurzem entfaltet hat, also dort, wo entweder neues, eben dem Meere entstiegenes Land vorliegt, oder wo größere Strecken des Landes erst kürzlich durch einen klimatischen Wechsel dem rinnenden Wasser preisgegeben sind. Sie zeichnen namentlich jene Gebiete aus, welche eben aus einem Wüstenzustande in den reichlicherer Benetzung übergeführt wurden, sowie jene Territorien, die eben vom Eise verlassen sind. Die in den ersteren durch die Winde ausgehöhlten Formen und durch die Krustenbewegung entstandenen Wannen, die in den letzteren durch die ausräumende und anhäufende Thätigkeit des Eises gebildeten Wannen füllen sich mit Wasser, welches bis zum niedrigsten Punkte des Randes der Depression ansteigt und dann überfließt, um in eine neue Wanne zu strömen u. s. f. Seen, durch Ueberflußrinnen verknüpft, stellen die ersten Stadien der Entwässerung solcher Gebiete dar (vergl. S. 236), und solange, als die Seen ausgeschüttet und die Ueberflußrinnen vertieft werden, gibt sich ein deutlicher Stufenbau in den Stromthälern kund, indem die noch bestehenden oder schon erloschenen Seen als Strecken geringeren, die Ueberflußdurchbrüche als Strecken höheren Gefälles entgegentreten. Im extremen Falle ist das Gefälle in den ersteren Partieen, auf den Seespiegeln, gleich 0, in den letzteren fast ∞, d. h. es stürzt der Fluß in einem Falle über eine Wand. Seen und Wasserfälle zeichnen naturgemäß die Länder mit jugendlicher Entwässerung aus.

Manche Stufenthäler, welche gemäß der oben gegebenen Definition als primär zu bezeichnen sind, lehnen

---

[1]) Die Thalbildungen. Neue Probleme. 2. Aufl. S. 150 (154).

sich in ihrem Auftreten an ältere Thalungen an, die eine Zeit lang den Wirkungen des rinnenden Wassers entzogen waren und währenddem durch andere Prozesse die typische Eigenschaft des Thales, die Gleichsinnigkeit des Gefälles verloren haben. So kann während einer Periode der Trockenheit, wie bereits S. 111 angedeutet, ein Thal durch seitlich herbeigeführte Schuttmassen in einzelne Hohlformen zergliedert werden, wie solche z. B. die von Herm. v. Schlagintweit beschriebenen Salzseen des westlichen Tibet darstellen [1]. oder es kann die Krustenbewegung das Thalgefälle allmählich umgestalten, so daß dann, wenn auf die Periode der Trockenheit eine solche reichlicherer Niederschläge folgt, das ursprüngliche Normalthal als Stufenthal erscheint.

Vor allem aber stellen die Vergletscherungen wesentliche Eingriffe in die Entwickelungsgeschichte der Thäler dar. Die Gletscher fegen die Thäler aus, in welchen sie liegen; sie verwischen die scharfe Grenze zwischen Gehängen und Boden des Thales, gestalten den Querschnitt U-förmig um, räumen die Anschwemmungen aus, welche ursprüngliche oder sekundäre Unebenheiten des festen Thalgrundes verhüllen, und legen letztere bloß. Den festen Thalgrund nutzen sie entsprechend seiner verschiedenen Widerstandsfähigkeit verschieden ab, sie feilen in weichen Gesteinen Wannen aus, die durch härtere Riegel getrennt werden. Andere Wannen werden als zentrale Depressionen dicht oberhalb des Gletscherendes ausgeschürft und nach unten durch Endmoränenwälle und Uebergangskegel abgesperrt. Zieht sich ein Gletscher schrittweise aus einem Thale zurück, so hinterläßt er in demselben ebenso viele einzelne, oberhalb von Endmoränen gelegene Wannen, als er Rückzugsphasen hatte. Da nun die Vergletscherung eines größeren Gebirgslandes wohl gewöhnlich allenthalben im gleichen Maße zurückging, so findet sich in den einzelnen Thälern eine entsprechende Zahl von Wannen des Thalgrundes, wie dies namentlich in Norwegen deutlich zu verfolgen ist,

[1] II. Jahresbericht der geogr. Gesellsch. München 1872. S. 34.

und es kommt zur Bildung eines ordentlichen Stufenbaues. Weitere Komplikationen ergeben sich dadurch, daß bald die Gletscher der Nebenthäler rascher anwachsen als jene der Hauptthäler, bald aber der entgegengesetzte Fall eintritt, so daß entweder die Gletscher der Nebenthäler das Hauptthal absperren, oder jener des letzteren die Nebenthäler blockiert. Dadurch werden sowohl in den Nebenthälern wie auch in den Hauptthälern Eisseen gebildet, deren Terrassen die Vergletscherung überdauern können, ferner kommt es hie und da oberhalb der thalabsperrenden Gletscher zur Anhäufung ungeheurer Schuttmassen, welche die ehemalige Gefällskontinuität des Thales ganz aufzuheben vermögen, so daß durch das bloße Anwachsen oder Schwinden von Gletschern sich bereits die mannigfachsten Komplikationen in der Geschichte eines Thalsystemes ergeben. (Vergl. S. 315.)

Sekundäre Stufenthäler entstehen teilweise dadurch, daß die Thalvertiefung in den einzelnen Punkten des Thallaufes ungleich rasch von statten geht. Wenn z. B. ein Thal beim Einschneiden auf einen Riegel sehr harter Gesteine stößt, so kann oberhalb und unterhalb dieses Riegels die Thalvertiefung verhältnismäßig rascher erfolgen, als auf diesem selbst, er gestaltet sich in eine Thalstufe um. Derartige an härtere Gesteine geknüpfte Stufen sieht man ungemein oft in jungen Thälern, namentlich in kleinen Schluchten, und vielfach geben sie Veranlassung zur Bildung von echten Wasserfällen.

Der Traunfall unterhalb des Gmundener Sees z. B. ist bedingt durch eine örtlich besonders verfestigte Bank jener Nagelfluh, in welche das Thal eingeschnitten ist; und ebenso knüpft sich der Fall des Niagara an eine Bank harten silurischen Kalksteins. Solche, durch harte Gesteine hervorgerufene Thalstufen zeugen stets von einer Jugendlichkeit des betreffenden Thales; denn lange vermag kein Gesteinsriegel der Wassererosion zu widerstehen. Sie sind bezeichnend für den Oberlauf vieler Flüsse.

In alten Thälern fehlen Riegel, die von festen Gesteinen gebildet sind. Hier tritt vielmehr, wie Löwl[1])

---

[1]) Der Stufenbau der Alpenthäler. P. M. 1882. S. 132. Vergl. auch Rütimeyer, Ueber Thal- und Seebildung. Basel

gezeigt, manchmal der Fall ein, daß sich Thalstufen an wenig widerstandsfähige Gesteine knüpfen, indem die von den letzteren gebildeten Thalgehänge eine so lebhafte Abtragung erleiden, daß der Fluß nicht im stande ist, die ihm beiderseits zugeführten Materialien fortzuführen. Bergstürze, Gehängerutschungen bringen nicht bloß Rückstauungen des Flusses, sondern manchmal echte Thalstufen zuwege, und in gleicher Richtung arbeiten seitliche Wildbäche, wie Simony[1]) durch Verfolgung der Gefälle im Etschthale zeigte (vergl. Bd. I. S. 332). Derartige durch besonders heftige Abtragung der Thalgehänge entstandene Stufen bestehen so lange, als der Böschungswinkel des Gehänges einigermaßen beträchtlich ist; da sie immer von neuem wieder gebildet werden, sind sie permanenter als die von festen Gesteinen gebildeten Riegel.

Auch Störungen der Krustenbewegungen beeinflussen sehr lebhaft die Gefällsverhältnisse der Thäler; es entstehen Thalstufen am Orte von sich hebenden Schollen oder Falten, und diese Stufen erhalten sich so lange permanent, als der Dislokationsprozeß ununterbrochen stattfindet. Dort, wo die hebende Partie abwärts an eine stabile anstößt, entsteht ein Wasserfall, und Katarakte bilden sich überdies auf der hebenden Scholle, in die der Fluß einzuschneiden veranlaßt ist, überall dort, wo er auf Riffe besonders harter Gesteine trifft. So hatte der Rhein vor der Korrektion am Binger Loch eine beträchtliche Stromschnelle. Dieselbe knüpfte sich an einen Quarzitrücken, der dort den Strom durchsetzt, ihre Ursache aber kann man mit v. Dücker[2]) in einer Erhebung des Gebirges suchen. In vulkanischen Gebieten schließlich werden Thalstufen recht häufig durch Lavaströme gebildet, welche sich in Thäler ergießen. In der Auvergne und in der Eifel sind diese Fälle besonders verbreitet, und ihr Studium lehrte die thalbildende Kraft des Wassers besonders kennen.

1869. S. 37, sowie Dutton, Tertiary History of the Grand Cañon. 1882. p. 241.

[1]) Alluvialgebilde des Etschthales. Sitzungsber. k. Akad. Wien. Math.-naturw. Kl. XXIV. S. 455.

[2]) Vergl. Z. G. f. E. V. 1870. S. 183.

Primäre und sekundäre Thalstufen lassen sich in jedwelchem einzelnen Falle nur durch eine genaue Untersuchung voneinander trennen. Am leichtesten kenntlich sind jene Schwellen, die sich an besonders widerstandsfähige oder leicht zerstörbare Gesteine knüpfen. Durch Dislokationen gebildete oder veranlaßte Stufen befinden sich in der Nähe von Störungen des Schichtbaues, während primäre Stufen damit nicht notwendigerweise zusammenfallen müssen.

Der Abfall jeder Thalstufe ist der Ort besonders heftiger Erosion, da hier die Wasserkraft naturgemäß eine Steigerung erfährt, und der Thalfluß schneidet hier gewöhnlich eine tiefe Schlucht ein, zeigt Schnellen — nämlich Orte lokaler Wildwasserentwickelung — und echte Wasserfälle, d. h. steil herabstürzende Wassermassen. Diese Schnellen und Fälle schreiten in der Regel zurück und zersägen allmählich die primäre Stufe oder den Riegel härterer Gesteine. Unterhalb solcher rückschreitender Wasserfälle und Stromschnellen erstrecken sich meist ziemlich enge Thäler, die eben durch ihr Einschneiden entstanden sind. Stabil sind hingegen Wasserfälle und Stromschnellen an jenen Orten, wo immer aufs neue wieder das Thalgefälle gestört wird, wo sich Schichten heben oder wo unablässig Gesteine von den Thalgehängen losbröckeln. Diese stabilen Wasserfälle liegen am Grunde enger und schmaler Schluchten, welche der Fluß in das sich auftürmende Hindernis einschnitt.

Ist es in einem großen und tiefen Thalgebiete mehrmals an derselben Stelle zur Bildung von Stufen gekommen, welche rückwärts wandern, so trifft man in den einzelnen Thälern des Gebietes eine ganze Anzahl von Stufen, welche von einem einzigen Orte ausgegangen sind. Solcher Art sind die von Heim beschriebenen Stufen und Wasserfälle des Linth- und Reußgebietes [1]).

Ist der Abfall von Thalstufen der Ort heftiger Erosion, so ist deren Höhe der Schauplatz langsamer Wasserwirkungen. Vielfach, namentlich auf den Höhen primärer

---

[1]) Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. I. S. 301.

Stufen, sowie oberhalb derjenigen, die durch stabile Wasserfälle ausgezeichnet sind, kommt es zur Akkumulation von Material, zur Thalzuschüttung, welche immer, infolge der sich entwickelnden seitlichen Erosion, eine Thalverbreiterung[1]) zur Folge hat. Dieser auf den Höhen der Thalstufen häufigen Tendenz der Thalverbreiterung stellt sich am Abfalle der Stufe hingegen vermöge der hier herrschenden Tiefenerosion die Neigung zur Thalverengerung gegenüber. So geht naturgemäß mit dem Stufenbau der Thäler eine Veränderlichkeit der Breite der Thalsohle Hand in Hand.

g) Die Entstehung der Thalweitungen oder Thalbecken und der Thalleisten.

Thalengen und Thalweitungen sind auf das innigste mit den Thalstufen verknüpft. Sind primäre Stufen von vornherein die Scheiden zwischen primären Becken, so knüpft sich an die Entwickelung sekundärer Stufen auch die Entstehung sekundärer, durch Thalzuschüttung oder örtliche Seitenerosion entstandener Thalbecken (Becken des Oetzthales). Solche Stufenbecken sind von den Ausräumungsbecken zu sondern, welche dadurch gebildet werden, daß die lokal wenig widerstandsfähigen Gesteine längs des Flusses aus ihrer festeren Umgebung herausgeräumt werden. Die Ausräumungsbecken können an Schichtsättel oder Schichtmulden (Antiklinal- und Synklinalbecken) geknüpft sein, oder an solche Horste, die einen Kern weicher Gesteine besitzen (Aufbruchbecken, wie z. B. das von Pyrmont). Manche Weitungen sind nichts anderes als verschüttet gewesene Thäler, welche durch einen aufgelegten Fluß quer zu ihrer Erstreckung durchschnitten worden sind (epigenetische Weitungen der oberen Donau).

Alle Ausräumungsbecken haben unterhalb von sich keine Thalstufe, in der abwärts folgenden Enge hat der

---

[1]) Karl Schneider, Studien über Thalbildung aus der Vordereifel. Z. G. f. E. 1883. S. 27 (59).

Fluss gelegentlich sogar entsprechend den von Dausse (Bd. I. S. 330) aufgestellten Regeln ein geringeres Gefälle als in der Weitung (vergl. die Becken an der Donau zwischen Ulm und Passau). Versenkungsbecken endlich sind solche, welche durch lokale, eng begrenzte Senkungen innerhalb des Thales entstanden sind und aufgebaute Hohlformen darstellen. Da eine isolierte Senkung innerhalb eines Flusses eine Gefällsteigerung der oberhalb befindlichen Partieen verursacht, so haben die Versenkungsbecken nicht selten oberhalb von sich Thalstufen und Stromschnellen (vergl. Becken von Neuwied im Durchbruchthale des Rheines). Die angeführten unterscheidenden Merkmale primärer, sowie sekundärer, durch Zuschüttung, Seitenerosion, Ausräumung und Versenkung gebildeter Thalbecken gelten natürlich nur für die Fälle, daß die beckenbildende Ursache noch in Wirksamkeit ist. Ist die Ursache der Stufenbildung verschwunden, so gleicht sich das Gefälle des Thales aus, die mittlerweile entstandenen Engen und Weitungen können aber noch lange fortbestehen.

In dem Maße, als die Vertiefung der Thalstufe aufwärts fortschreitet, wird nach und nach die Höhe derselben, auf welcher früher eine Thalverbreiterung stattfand, der Schauplatz der Thalvertiefung. Letztere erfolgt nicht in der ganzen Breite des Beckens linear, sondern der ehemalige Thalboden bleibt neben der sich einschneidenden Schlucht bestehen; dieselbe erscheint als Thal im Thale, wenn sie viel schmäler als der zersägte Thalboden ist, ist sie aber unwesentlich schmäler als derselbe, so begleitet dieser sie als eine Thalleiste. Ueberall, wo Thalstufen zersägt werden, setzen sich deren Höhen thalabwärts als Thalleisten fort, deren Verknüpfung mit Thalstufen eine notwendige Folge der nach aufwärts zurückschreitenden Thalvertiefung ist. Staffelförmig übereinanderliegende Thalleisten erscheinen hiernach als entschiedene Zeugen für die allmähliche, durch Ruhepausen unterbrochene Thalvertiefung.

Rütimeyer hat diese Verhältnisse 1869 gewürdigt; er führt die durch Thalleisten angezeigten Ruhepausen der Thalbil-

dung auf Gletscherzeiten zurück und bezeichnet sie geradezu als Eisbahnen [1]. A. Heim [2] verfolgte diese Leisten in der Schweiz weiter, und fand sie in verschiedenen Thalsystemen gleichmäßig entwickelt, so daß er ihre gemeinsame Ursache in Niveauschwankungen suchte, welche die Thalbildungsbasis gegenüber dem innern Gebirge in ungleichmäßigen Perioden tiefer senkte. Hiermit stimmt Bodmer [3] überein. Löwl endlich brachte ihre Entstehung anfänglich mit einem durch mancherlei Ursachen bedingten periodischen Wechsel zwischen Stillstand und Wiedererwachen der Erosion in Zusammenhang [4], später aber mit säkularen Schwankungen des Meeresniveaus [5]; er betonte jedoch, daß nicht überall, namentlich nicht in den Ostalpen, so wie es von Heim und Bodmer für die Schweiz zu zeigen versucht wurde, Nachbarthäler in Bezug auf die Anordnung ihrer Stufen und Leisten übereinstimmen.

Es liegt auf der Hand, daß sich in den Thalstufen und Thalleisten die individuelle Entwickelung jedes Thales spiegeln wird. Die Ursachen, welche zur sekundären Stufenbildung führen, können sich in den verschiedenen Thälern sehr verschiedenartig entfalten. Dies schließt aber nicht aus, daß die Thäler eines bestimmten Gebietes eine ziemlich gleichartige Entwickelung und demnach eine übereinstimmende Anordnung ihrer Stufen und Leisten aufweisen. Die Ursache dafür kann in verschiedenen Verhältnissen gesucht werden.

a) Sobald ein größeres Gebiet den Wirkungen des rinnenden Wassers entzogen wird, kommt in ihm die Thalbildung entweder ganz zum Stillstande, wie in den meisten Wüsten, oder sie wird durch die Gletscherwirkung ersetzt, welche, wie oben dargethan, in ganz bestimmter Weise das Thalgefälle verändert und abstuft. Wird infolge eines klimatischen Wechsels das Gebiet wiederum benetzt, so lebt die Thaleinschneidung neu auf, aber alle Thäler werden durch entsprechend angeordnete Leisten die Unterbrechung der Wasserwirkung verraten.

---

[1] Ueber Thal- und Seebildung. S. 28.

[2] Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. I. 1878. S. 298.

[3] Terrassen und Thalstufen in der Schweiz. Diss. Zürich 1880.

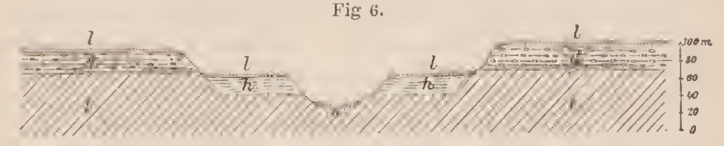
[4] Ueber den Terrassenbau der Alpenthäler. P. M. 1882. S. 143.

[5] Ueber Thalbildung. Prag 1884. S. 87.

b) Klimatische Veränderungen können auf großen Flächen gleichmäßig eine Steigerung der Denudation hervorbringen, so daß hier ganz allgemein die bislang thalbildenden Flüsse nicht mehr in der Lage sind, das ihnen seitlich zugeführte Material zu bewältigen (s. Bd. I. S. 330). Sie schütten damit den Boden ihrer Thäler gleichmäßig auf. Beginnt hernach infolge eines neuen klimatischen Wechsels ihre thalbildende Kraft wiederum von neuem, so schneiden sie in den aufgeschütteten Thalboden ein, ein Thal im Thale bildend, und der zerschnittene Thalboden tritt nunmehr als Schotterterrasse entgegen [1]). Derartige Schotterterrassen sind häufig durch ein ganzes Gebirge in gleicher Entfaltung zu verfolgen, wie z. B. in den Ostalpen und Westpyrenäen, und bilden einen auffälligen Zug in der Physiognomie großer Areale.

Die Zeiten der Thalzuschüttung haben sich während der Diluvialperiode in den Ostalpen und Westpyrenäen dreimal wieder-

Fig 6.



t Tertiär d Decke der diluvialen Nagelfluh h Hochterrassenschotter l Löss n Niederterrassenschotter

Normalprofil durch die Thäler der schwäbischen Platte.

holt, so daß man, wie das Profil Fig. 6 zeigt, an geeigneten Stellen drei ineinander geschachtelte Thäler bemerkt, da jede folgende Zeit der Thalzuschüttung das seit der vorangegangenen Thalzuschüttung gebildete Thal nicht ganz bis zum Niveau derselben aufzuschütten vermochte. Die solchermaßen unterscheidbaren drei Schotterterrassen sind durchaus verschieden von denjenigen, welche durch Modellierung einer einzigen Schotterterrasse entstanden sind und gleichsam in dieselbe eingeschnittene Leisten darstellen.

Nicht alle Schotterterrassen sind in der geschilderten Art in allgemeinen Zeiten der Thalzuschüttung entstanden;

---

[1]) Penck, Ueber Periodizität der Thalbildung. Verhdlgn. Gesellsch. f. Erdkunde. 1884. S. 39.

sehr viele sind rein örtliche Erscheinungen, hervorgerufen durch den Rückstau stufenbildender Vorgänge, und müssen als vereinzelte Vorkommnisse bei Betrachtung eines allgemein wiederholten Leistenbaus ausgeschieden werden. Wie aber auch die Verschüttung eines Thalbodens verursacht sein mag, in allen Fällen ermöglicht dieselbe, daß die Boden verschieden geneigter Thäler miteinander über Einsenkungen des Scheiderückens verwachsen, wodurch Thalgabelungen und namentlich Verwachsungen von Thalzügen zu einem Thale entstehen. Auch führt das Neueinschneiden der Flüsse in diese oder jene Schotterterrassen häufig zur Herausbildung neuer Stufen, indem die Flüsse bei der neu beginnenden Thalbildung nicht wiederum genau ihr altes Bett treffen, sondern in das frühere Thalgehänge einschneiden; dabei entstehen Wasserfälle und Stromschnellen; dieselben gehören in die Kategorie derjenigen, welche durch das Auftreten eines festen Gesteinsriegels in jungen Thälern bedingt sind [1].

Die Fälle des Niagara und Missouri, die Schnellen des Ohio, der Fall des Rheines bei Schaffhausen [2] und seine Schnellen bei Laufenburg, sowie zahllose andere Wasserfälle und Stromschnellen in Gebieten, welche während der Eiszeit eine Thalzuschüttung teils durch Flüsse, teils durch Gletscher erfahren haben, sind in der gedachten Weise zu erklären.

c) Ganze Gebirge haben in Bezug auf das Meeresniveau gleichartige Veränderungen erlitten, mögen dieselben nun in Bewegungen der Kruste oder in Schwankungen der Wasserhülle bestanden haben. So müssen für die Entwickelung der Nordalpenthäler die wechselnden Schicksale des nördlichen Alpenvorlandes von tiefgreifen-

[1] James Geikie, The Great Ice Age. 2. Aufl. 1877. p. 136. — Penck, a. ebenang. O., sowie Jahresber. d. geogr. Gesellsch. München. IX. 1884. S. XXI. — W. M. Davis, Gorges and Waterfalls. Am. Journ. (3). XXVIII. 1884. p. 123. — Du Pasquier, Die fluvio-glacialen Bildungen der Nordschweiz. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. XXXI. 1891. S. 2.

[2] Leop. Würtenberger, Untersuchungen über die Bildung des Rheinfalles. Ausland. 1871. S. 1047, 1088, 1174. 1872. S. 158, 212. — Neues Jahrb. f. Min. u. Geolog. 1871. S. 581.

der Bedeutung gewesen sein. Die Zeiten, in welchen das Alpenvorland unter Meer getaucht war (Oberoligocän, Mittelmiocän), waren für die Vertiefung der nordalpinen Thäler Perioden des Stillstandes oder wenigstens geringer Fortbildung, während umgekehrt die Zeiten, in welchen das Alpenvorland hoch über dem Meere gelegen war, eine weitgehende Vertiefung der Thäler veranlaßten.

Es ist hierbei vorausgesetzt, daß Alpenvorland und Alpen sich wie ein Ganzes verhalten haben, und daß nicht etwa, was übrigens sehr wahrscheinlich ist, beide verschiedene Bewegungen ausführten.

d) Auch die Krustenbewegung innerhalb eines Gebirges kann die Thäler desselben in gleichmäßiger Weise beeinflussen. Wenn z. B. der ganze Rand eines Gebirges gehoben wird, so werden alle dessen Querthäler Rückstauungserscheinungen erfahren und wenig oder gar nicht vertieft werden, und ebenso werden an einem fortschreitenden Gebirgsabbruche alle Thäler, indem sich ihre Erosionsbasis verschiebt, gleichzeitige Vertiefung erfahren. Ferner ist wohl denkbar, daß die einzelnen Thäler eines großen Systemes insgesamt durch eine einzige Rückstauungserscheinung der Sammelader zur gleichzeitigen Erhöhung ihres Bettes veranlaßt werden. Man denke an die ungeheure Wirkung, welche ein Schließen der Engen des Banater Durchbruchs auf alle Ostalpen- und Karpathengewässer ausüben würde.

h) Das Alter der Thäler. Doppelthalbildung.

Zahlreiche Thäler sind sehr jung und erst in der letzten geologischen Vergangenheit in junge Schichten eingeschnitten und erodiert, wie z. B. die 200 m tiefen Thäler der Canadian Plains[1]). Dagegen haben die großen Gebirgsthäler, wie jene des Himalaya und die der Alpen, ein sehr hohes Alter. Die Entwickelung der Gosauschichten in den Ostalpen läßt keinen Zweifel darüber,

---

[1]) Stevenson in Report Wheeler Exploring Exped. III. Suppl. 1881. p. 191.

daß manche heute noch bestehende ostalpine Thäler bereits zur Kreideperiode vorhanden waren. Nummulitenschichten verraten ferner die Existenz der Etschthalfurche unterhalb Bozen, des Innthales unterhalb Innsbruck und des oberen Ennsthales zur älteren Tertiärperiode, miocäne Schichten bekunden, daß das Mur-, Drau-, Save- und Tagliamentothal bereits zur jüngeren Tertiärperiode nahezu in ihrer heutigen Ausdehnung vorhanden waren. Die am Nordfuße der Alpen angehäuften Nagelfluhmassen bezeugen, daß das Rhein-, Reuß- und Aarethal schon während der Miocänepoche in Austiefung begriffen waren, wie erst jüngst Früh[1]) darthat; den entsprechenden Schluß für die Thäler des Himalaya machte Medlicott[2]) schon 1865. Wo immer auch in den Ostalpenthälern Spuren vordiluvialer Thalausfüllung vorkommen, sind dieselben disloziert, zum Beweise dafür, daß die Thäler, seitdem sie bestehen, die mannigfachsten Schicksale erlitten haben.

Namentlich das Längsthal der Mur bietet in dieser Beziehung merkwürdige Verhältnisse. Die an seinem Boden gewiß einst horizontal abgelagerten Kohlen von Knittelfeld und Leoben haben ein nicht unbeträchtliches Fallen von Nord nach Süd, so daß also das Nordgehänge des Thales in anderer Weise disloziert wurde, als das Südgehänge. Indem nun aber der miocäne, zugeschüttete Thalboden schräg gestellt wurde, wurde der Fluß nach Süden gedrängt; hier begann er seine einschneidende Thätigkeit später von neuem, ohne dabei das frühere Thal zu treffen; letzteres wurde erst wieder durch Denudation der Tertiärschichten bloßgelegt, es befindet sich nördlich vom gegenwärtigen Thale und ist durch eine Flucht von Senken hervorgehoben. So ist es zur Bildung des charakteristischen Doppelthales gekommen. Aehnlich liegen die Dinge im Klagenfurter Becken, dessen Ausfüllung mit dem 400 m mächtigen Sattnitzkonglomerat schräge gestellt ist, wodurch die Drau an den Fuß der Karawanken ge-

[1]) Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh in der Schweiz. Denkschr. d. schweiz. naturf. Gesellsch. XXX. 1888.

[2]) On the Geological Structure of the Southern portion of the Himalayan range between the rivers Ganges and Ravee. Mem. geolog. Survey of India. III. 1865. — The Alps and the Himalayas. Quart. Journ. geolog. Soc. XIV. 1868. p. 34. — Medlicott and Blanford, A Manual of the Geology of India. Calcutta 1879. II. p. 570.

drängt worden ist. Werden die Längsthäler eines Kettengebirges also verschoben, so werden durch dieselben Prozesse die Querthäler die verschiedenartigsten Rückstauungen erfahren, welche zur Leisten- und Stufenbildung führen, und der gesamte Effekt besteht in ungemein komplizierten, schwer entwirrbaren Verhältnissen.

Wenn ganze Thalboden disloziert werden, wird man die entsprechenden Thalleisten asymmetrisch entfaltet finden, wie z. B. im oberen Ennsthale, wo sich das rechte Gehänge viel deutlicher staffelförmig absetzt. Ueberdies ist zu beachten, daß korrespondierende Thalleisten in großer Höhe über dem heutigen Thalboden möglicherweise ganz verschiedenen Ursprungs sein können und nicht unbedingt auf sehr breite frühere Thäler weisen. Endlich aber sind Stufen und Leisten nicht allen Thälern eigentümlich, sie finden sich nach den gemachten Ausführungen nur in Thälern, deren Bildung periodisch erfolgte; in solchen, welche durch kontinuierliche Wasserwirkung ausgetieft wurden, finden sie sich nur dann, wenn die Thalvertiefung Hand in Hand mit der Thalverschiebung ging.

An sehr alte und tiefe Gebirgsthäler knüpfen sich nicht selten weit jüngere Flachthäler. Dieselben liegen meist auf jenem Gebiete, dessen wechselvolle Entwickelung die Bildung jener Thäler hemmte oder förderte, nämlich auf den Gebirgsvorländern oder Senkungsfeldern. Sie entwickelten sich hier erst, nachdem diese Gebiete endgültig in höheres Niveau kamen, was erst geschah, nachdem die großen Thäler längst gebildet waren. So entstanden die teilweisen Thalausgänge.

An die uralten Thäler der nördlichen Kalkalpen schließen sich breite Flachthäler an, welche in das kontinentale Obermiocän eingeschnitten sind, dessen Material zum Teil aus jenen Thälern herrührt. Auf diese breiten Flachthäler folgen wieder engere, welche in die Diluvialschotter erodiert sind.

i) Die Entstehung der Trockenthäler.

Der Flüsse, also der Thalbildner entbehrend, können die Trockenthäler nicht als Beweise gegen die Thalbildung durch rinnendes Wasser gelten, denn nicht selten finden sich an ihrer Sohle oder ihren Gehängen Geröllablagerungen, welche erweisen, daß sie von Flüssen durchströmt worden sind. Sie sind deren Wirkung erst nachträglich entrückt worden. Je nachdem dies nun bloß

zeitweilig oder ständig stattfindet, lassen sich zwei Typen, die periodischen und permanenten Trockenthäler, unterscheiden.

Die periodischen Trockenthäler besitzen ständige oder unbeständige Fiumare, welche in der kurzen Zeit ihres Daseins eine ganz außerordentliche Wirksamkeit zu entfalten pflegen und während derselben intensiv thalbildend sind. Die Mehrzahl der Trockenthäler ist hier einzuordnen: viele Wadis der Wüste, welche nur nach Gewittergüssen Wasser bergen, sowie zahlreiche Trockenthäler der Karstlandschaften, welche nur zur Schneeschmelze Wasser führen [1]). Diese periodischen Trockenthäler sind zum Teil noch in Fortbildung begriffen, welche nicht kontinuierlich, sondern nur zeitweilig erfolgt; zum Teil aber werden sie verschüttet, und es versiegen ihre Flüsse in den an ihrem Boden sich anhäufenden mächtigen Schuttmassen. Dies ist in den Kalkalpen ziemlich häufig der Fall, z. B. im Wimbachthale in den Berchtesgadener Alpen, das in der Regel wasserleer ist, zur Zeit der Schneeschmelze aber von Wildbächen durchmessen wird [2]).

Die permanenten Trockenthäler führen zur Annahme gänzlicher Veränderungen der hydrographischen Verhältnisse einer Gegend, was durch eine Steigerung des Versiegens der Flüsse oder durch Flußbettverlegungen bewirkt werden kann. Das Versiegen der Flüsse wird durch klimatische oder petrographische Verhältnisse verursacht. Klimatische Veränderungen können daher ebensogut wie Senkungen des Grundwasserspiegels einer Gegend das Versiegen von thalbildenden Flüssen verursachen.

Das Vorhandensein sehr langer gewöhnlicher Thäler in Wüstengebieten weist auf klimatische Veränderungen in den letzteren hin. In der That, wenn man die große Eiszeit als eine äquatoriale Verschiebung der Klimagürtel auffaßt, so muß die letztere auch die Grenzen der sub-

---

[1]) Vergl. Cvijić, Das Karstphänomen. Geogr. Abh. Wien. V. 3. 1893. S. 70.

[2]) Penck, Das Land Berchtesgaden. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. 1885. S. 219 (222).

tropischen Zone betroffen haben, und es ist wahrscheinlich, daß damals an der Nordgrenze der Wüstenzone der alten Welt reichlicherer Niederschlag herrschte, als gegenwärtig[1]), und daß die vom Ahaggargebirge ausgehenden Wadis permanent Flüsse enthielten[2]). In der That fanden Zittel[3]) in der libyschen, Rolland[4]) in der algerischen Wüste Anzeichen einschlägiger Klimaänderungen.

Senkungen des Grundwasserspiegels können aus sehr verschiedenen Ursachen vorkommen. Schneidet ein Fluß besonders stark in ein permeables Gebiet ein, so senkt sich in weitem Umkreise der Grundwasserspiegel, und andere Flüsse, welche minder tief eingeschnitten sind, kommen über den Grundwasserspiegel zu liegen, weswegen sie versiegen, wie z. B. der Gleisenbach bei München. Die als Fortsetzung zahlreicher Sickerflüsse auftretenden Trockenthäler sind unter diesem Gesichtspunkte zu betrachten, ebenso viele kleine Trockenthäler auf den Höhen thaldurchfurchter Karstplateaus, wie z. B. die der Causses in Südfrankreich. Erhebt sich irgend ein Karstgebiet über seine Umgebung oder über den Meeresspiegel, so sinkt gleichfalls der Grundwasserspiegel, und zahlreiche Flüsse, die bislang Thäler einschnitten, hören auf zu fließen. Vielleicht gehören hierher einige Trockenthäler des adriatischen Karstgebirges.

Neben den Trockenthälern der Wüsten- und Karstgebiete gibt es auch zahlreiche infolge von Flußverlegungen trocken gewordene Thäler. Dahin gehören vor allem allerdings meist nur kurze Trockenthäler im Umkreise der alten Vergletscherungen. Zahlreiche Trockenthäler finden sich auf dem bayerischen Alpenvorland[5]).

---

[1]) Zuerst ausgesprochen von Lombardini, Traces de la période glaciaire dans l'Afrique centrale. Rend. Ist. Lomb. Mailand. III. 1866. p. 850. Memorie. X. 1867. p. 85.

[2]) Penck, Geographische Wirkungen der Eiszeit. Verhdl. d. IV. Deutschen Geographentages. 1884. S. 66 (82).

[3]) Ueber den geologischen Bau der libyschen Wüste. Akad. Festrede. München 1880. — Die Sahara. Paläontographica. XXX.

[4]) Géologie du Sahara algérien. Paris 1890. p. 185.

[5]) Penck, Vergletscherung der deutschen Alpen. 1882.

Aehnliche kehren im norddeutschen Flachlande wieder. Dieselben wurden durch die Schmelzwasser der sich zurückziehenden Vergletscherung eingeschnitten und liegen seit dem Verschwinden dieser Schmelzwasser trocken, was nach dem Rückzuge der Vergletscherung eintrat.

Eine weitere Gruppe von Trockenthälern knüpft sich an andere Ursachen von Flußverlegungen. Es floß die Donau früher zwischen Ehingen und Ulm durch den schwäbischen Jura; sie hat später den Lauf am Südrande des Jura aufgesucht, in welchem der frühere durch ein langes, größtenteils trockenes Thal bezeichnet wird.

In vielen der auf Flußverlegungen sich zurückführenden Trockenthäler entwickeln sich, wenigstens streckenweise, neue Flüsse, für welche aber nicht selten das Thal zu groß erscheint. So findet sich in dem breiten Thale, in welchem einst die Wutach von Blumenberg zur Donau floß, jetzt nur ein unbedeutender Fluß, die Aitrach.

Sobald Thäler endgültig von den Flüssen verlassen werden, kann die Gleichsinnigkeit ihres Gefälles durch Massen- und Krustenbewegungen, sowie Massentransporte leicht zerstört werden; dann hören sie auf, echte Thäler zu sein und werden in Thalungen verwandelt.

4. Geschichtliches über Thalbildung.

Seitdem das Studium der allgemeinen Probleme der Erdkunde im wesentlichen auf die Basis der Beobachtung gestellt worden ist, ist die Frage nach der Entstehung der Thäler unablässig erörtert, aber bis in die neueste Zeit in sehr verschiedener Weise beantwortet worden. Im wesentlichen sind sich zwei Gruppen von Ansichten von jeher gegenüber gestanden, nämlich diejenige, welche die Entstehung der Thäler auf oberflächliche Massentransporte zurückführt, und jene andere, welche die Krustenbewegung als Ursache der Thalbildung auffaßt. Aber über die Art der thalbildenden Massentransporte und Krustenbewegungen sind die Meinungen weit auseinandergegangen. Man hat an große Fluten, an Meeresströmungen, an Flüsse und an Gletscher als Träger der ersteren gedacht und hat die letzteren sich bald plötzlich, bald

---

S. 179. — Gruber, Das Münchener Becken. Forsch. z. deutsch. Landes- u. Volksk. I. 4. 1885. S. 7.

langsam erfolgend vorgestellt. Ferner hat man bald die eine, bald die andere Ansicht ausschließlich, bald mehrere derselben nebeneinander zur Geltung zu bringen gesucht, und gleichzeitig haben die verschiedensten Meinungen geherrscht.

Im vorigen Jahrhunderte hielt man die Thäler vielfach für die Werke des sich zurückziehenden Meeres, entstanden beim Auftauchen des Landes aus den Fluten. Dies ist z. B. die spätere Ansicht von Buffon[1]), welcher eine recht anschauliche Schilderung der morphologischen Verhältnisse der Thäler des Plateau von Langres gab. G. A. Werner[2]) schrieb ebenfalls den Fluten des rückziehenden Meeres einen namhaften Anteil an der Thalbildung zu, führte aber zugleich auch aus, daß das in den Flüssen rinnende Wasser Thäler ausfurche. Diese Ansicht war bereits früher ausgesprochen worden. Schon 1746 zweifelt der Schweizer Sulzer[3]) nicht daran, daß die Tiefe der meisten Thäler von den Wirkungen der Flüsse herrührt. 1774 entwickelt Guettard die Lehre von der Abtragung der Gebirge durch Regen, Flüsse und Ströme[4]) und 1779 bekämpft J. A. de Luc diese Ansicht, ohne deren Vertreter zu nennen. Ausdrücklich wendet er sich gegen die Vorstellung, daß die zerstörenden Wirkungen der Wasser, eine entsprechende Zeitdauer vorausgesetzt, die ganze Landoberfläche ausgestalten könnten[5]). Er vermag sich dem gegenüber nicht aus der Vorstellung eines geringen Alters der Erde zu erheben, und wiewohl er anschauliche Schilderungen von den Wirkungen der Wildbäche gibt, wiewohl er die charakteristischen Abdachungsverhältnisse der Landoberfläche kennt, kann er sich nicht entschließen, den Flüssen einen wesentlichen Anteil an der Thalbildung einzuräumen. Etwa gleichzeitig mit den Ausführungen de Lucs stellte Giraud-Soulavie[6]) in seinem Kommentar zu Hamiltons Briefen eine Reihe schlagender Beweise für die Thalbildung durch Flüsse zusammen und auch v. Gleichen[7]), genannt Rußworm, stützte diese Anschauung durch einige Argu-

---

[1]) Époques de la Nature. Œuvres compl. Suppl. V. p. 146—151.

[2]) Ueber das Vorkommen des Basaltes auf Kuppen vorzüglich hoher Berge. Köhler, Bergm. Journal. 1789. I. S. 352.

[3]) Untersuchungen über den Ursprung der Gebirge. Zürich 1746. § 35. — Recherches sur l'origine des montagnes. Bibliothèque impartiale. Janv.-Fév. 1750. p. 387.

[4]) Mémoires sur différentes parties de la physique. III. Paris 1774. 5me mém.

[5]) Lettres physiques et morales sur l'histoire de la terre. 1779. I. p. 378. II. p. 10. Vergl. auch Traité de géologie. Paris 1809.

[6]) Œuvres complètes de M. le chevalier Hamilton. Commentées par Giraud-Soulavie. Paris 1781. p. 322.

[7]) Von Entstehung, Bildung, Umbildung und Bestimmung des Erdkörpers. Dessau 1782. S. 55.

mente. Sehr entschieden und zielbewußt wurde dieselbe ferner von J. L. Heim[1]), Voigt[2]) und Targioni[3]) vertreten. Vor allem aber erwies 1795 James Hutton[4]) die Thalbildung durch die Flüsse, wie sein glänzender Illustrator John Playfair[5]) 1802 in ausgezeichneter Klarheit darlegte. „Die Struktur der Thäler zwischen den Bergen," sagt Playfair, „zeigt deutlich, welcher Ursache ihre Bildung zuzuschreiben ist. Hier haben wir zunächst ein großes Thal, welches unmittelbar in die Ebene ausgeht und sich zwischen hohen Bergrücken durchwindet, während der Fluß auf seinem Boden über eine in solcher Umgebung durch ihr Gefälle bemerkenswerte Fläche herabfließt. In dies Thal mündet eine Menge sekundärer Nebenthäler, welche die Gehänge des ersteren durchschneiden und einen ihrer Größe entsprechenden Zufluß dem Hauptflusse bringen und welche, ausgenommen dort, wo ein Katarakt entgegentritt, jene schöne Anpassung ihrer Niveaus besitzen, welche um so wundervoller ist, je größer die Unregelmäßigkeit der Oberfläche ist. In diese Nebenthäler münden oft andere von geringerer Größe, und zwischen Bergen erster Ordnung, wo dies alles in größtem Maße entwickelt ist, setzen sich diese Verzweigungen in ein viertes oder fünftes Thal fort, von denen ein jedes in dem Maße an Größe verliert, in dem es an Höhe gewinnt und sich seine Wasserführung mindert. Durch diese alle geht die allgemeine Regel, daß dort, wo ein höheres Thal ein niedrigeres erreicht, von den beiden Winkeln, die es mit jenem bildet, der abwärts gelegene größer als der aufwärts gelegene ist. Dieses Gesetz ist dasselbe, welches das Zusammenfließen von Bächen bestimmt, die auf einer gleichmäßig geneigten Fläche herabrinnen. Dies allein ist ein Beweis dafür, daß die Thäler ein Werk der Flüsse sind, und in der That, was sonst als das Wasser selbst, das seinen Weg durch Hindernisse verschiedenen Widerstandes bahnt, könnte eine Verbindung zwischen den Unebenheiten einer unregelmäßigen und alpinen Oberfläche eröffnet und aufrecht erhalten haben? Viele andere Gründe führen zur selben Folgerung[6])." Natürlich gehört eine lange Zeit dazu, um durch die Ströme Thäler zu bilden;

---

[1]) Geologischer Versuch über die Bildung der Thäler durch Ströme. Weimar 1791. S. 55.

[2]) Ueber die Bildung der Thäler. Voigts mineral. u. bergm. Abhdlgn. 3. Teil. Weimar 1791.

[3]) Voyage minéralogique, philosophique et historique en Toscane. Paris 1792. II. § 265.

[4]) Theory of the Earth. 1795. Zuerst teilweise veröffentlicht in The Transactions of the Royal Society of Edinburgh. 1788. Gegen letztere Arbeit richtete De Luc schon 1790 und 1791 Angriffe in der Monthly Review.

[5]) Illustrations of the Huttonian Theory. 1802.

[6]) The Works of John Playfair. 1822. I. p. 124. (Illustrations of the Huttonian Theory. §§ 359—361.)

Playfair schreibt (a. a. O. S. 128): „Die Zeit integriert die infinitesimalen Teile der Wirkungen, sie sammelt sie in eine Summe.“

Gleichzeitig mit Playfair wurde durch Montlosier[1]) in Frankreich die Lehre von der Thalbildung durch rinnendes Wasser durch zahlreiche Gründe gestützt, die sich teilweise den von Giraud-Soulavie entwickelten anschließen, und Lamarck[2]) schrieb seine Hydrogeologie, worin er die Formen des Festlandes lediglich als Erosionsformen betrachtete. So konnte denn schon Anfang unseres Jahrhunderts eine Anschauung für erwiesen gelten, die erst vor wenig Jahrzehnten sich mühsam wieder Geltung verschaffte. Was Playfair und Montlosier über Thalbildung geschrieben haben, ist seither nicht überholt worden.

Gleichzeitig mit der eben entwickelten Anschauung über die Thalbildung war eine andere entstanden, welche zunächst die herrschende wurde. Dieselbe ist bereits von Steno angedeutet, von de Saussure[3]) aber erst ausgebaut worden. Dieser große Forscher lehrte die tektonischen Thäler kennen und zugleich als ursprüngliche aufgebaute Formen würdigen. Er dachte sich diese Hohlräume mit Wasser erfüllt, welches plötzlich ausbrach und die Querthäler auswusch. Dabei bestreitet er aber keineswegs, daß die Flüsse die Thäler weiter vertieften, sondern führt mehrfach Beispiele dafür an. Diese Anschauungen bürgerten sich in der Folge mehr und mehr ein. Ihnen pflichtete z. B. Conrad Escher von der Linth bei, er brachte die Längsthäler mit der Entstehung des Gebirges in Beziehung, die Querthäler hingegen erklärte er mit aller Bestimmtheit für Produkte der Erosion; daraus fließt aber keineswegs die Folgerung, daß die Querthäler durch unsere jetzigen Ströme eingeschnitten worden sind. . . . Nein, sondern es haben zuverlässig auch hier größere Ursachen eingewirkt. . . . Die Durchbrüche, die unsere jetzigen Querthäler bildeten, scheinen von dem gewaltsamen Abflusse der Gewässer herzurühren, die ursprünglich unsere höchsten Längenthäler ausfüllten[4]). Auch d'Aubuisson de Voisins schließt sich dieser Ansicht an, wenn er auch die durch das rinnende Wasser eingeschnittenen Thäler für die zahlreichsten hält[5]). Eine Umgestaltung erfuhr die Lehre, als man die Durchbruchthäler, an welchen man bislang gerade die Thalbildung, sei es durch große Fluten (wie de Saussure am Rhonedurchbruch des Jura) oder durch Flüsse (wie Targioni in Toskana und Werner am Elbedurchbruche) zu erweisen trachtete, mehr

[1]) Essai sur la théorie des volcans d'Auvergne. Paris 1802. Cap. VI.

[2]) Hydrogéologie ou recherches sur l'influence qu'ont les eaux sur la surface du globe terrestre. Paris. an X. Chap. I.

[3]) Voyages dans les Alpes. Neufchatel. I. 1779. p. 510.

[4]) Gilberts Annalen der Physik. LIII. 1816. S. 130.

[5]) Traité de géognosie. Paris 1828. p. 249.

und mehr infolge des Einbürgerns der Erhebungstheorie (S. 98) als Spalten auffaßte. Man betonte, daß dann, wenn manche Durchbrüche geschlossen würden, die Entwässerung des Hinterlandes ganz neue Richtungen einschlagen müsse [1]). Es seien die Thäler nicht durch Wasser gebildet, sondern nur verändert; ihr ursprünglicher Zustand werde durch eine Serie von primären durch die Erhebung gebildeten Vertiefungen charakterisiert, die durch Auswaschungen miteinander verknüpft worden seien [2]). Die ersteren stellen sich als Thalweitungen, die letzteren als Thalengen dar, deren regelmäßige Abwechselung von J. de Charpentier [3]) in den Pyrenäen, von A. v. Humboldt [4]) in Südamerika und noch 1850 von A. Schlagintweit [5]) in den Alpen besonders hervorgehoben wurde. Wenn endlich auch für manche Thäler zugestanden wurde, daß ihre allgemeine Gestalt den Eindruck der Wasserwirkungen trägt, so wurde aber zugleich hervorgehoben, daß nur mächtigere Fluten, nicht die heute in den Thälern fließenden Ströme, Thalbildner gewesen wären [6]).

Ueberhaupt blieben zahlreiche Forscher, namentlich in England, geneigt, den großen Fluten einen wichtigen Anteil bei Ausgestaltung des Landes zuzuschreiben, welche Anschauung seit Pallas immer von neuem wieder auflebte. Rimrod [7]) vermochte derselben bei der Bildung der Thäler nicht zu entbehren, mit deren Klassifikation er sich eingehend befaßte. Cuvier ferner griff die Anschauungen von J. A. de Luc wieder auf, daß die Erdoberfläche das Opfer einer großen und plötzlichen Revolution war, deren Datum nicht über 5—6000 Jahre zurückliegt, und suchte zu zeigen, daß dieser Zeitraum nicht genügte, um durch die gegenwärtig auf der Erdoberfläche wirkenden Kräfte das Relief derselben zu erklären; er betrachtete letzteres als das Werk großer Fluten [8]).

---

[1]) Friedr. Hoffmann, Uebersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland. 1830. I. S. 364. — Conybeare in Boué, Mémoires géologiques. I. 1832. p. 320.

[2]) Friedrich Hoffmann, Physikalische Geographie. 1837. S. 387—417.

[3]) Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées. Paris 1823. p. 18, 25.

[4]) Relation historique. II. p. 146. Ebenda p. 323 über die Geringfügigkeit der Wassererosion.

[5]) Untersuchungen über die physikalische Geographie der Alpen. 1850. Kap. IX.

[6]) Elie de Beaumont, Leçons de géologie pratique. II. 1849. p. 272.

[7]) Beiträge für die Bildungsgeschichte der Erdoberfläche, besonders für die Urbildung der Thäler und Berge. Jena 1800.

[8]) Discours sur les révolutions du globe. 6me éd. 1830. p. 42, 290.

Ihm folgten in England namentlich Buckland[1]), sowie bis zu einem gewissen Grade De la Beche[2]), nachdem Kidd[3]) bereits gezeigt zu haben glaubte, daß die gegenwärtig wirkenden Ursachen nicht die Gestalt der Erdoberfläche erklären könnten. Ueberdies waren große Fluten seit de Saussure namentlich von L. v. Buch[4]), Säfström und später von Durocher zur Erklärung der erratischen Erscheinungen herbeigezogen.

Allerdings fanden sowohl die Spalten- als auch die Flutentheorieen der Thalbildung nie allgemeinen Eingang, aber immer wieder wurden die Flüsse als Thalbildner bezeichnet. So z. B. von einem Edinburger Gelehrten[5]) gelegentlich der Anzeige des Cuvierschen Werkes, wodurch aber der Widerspruch von Pictet und André de Luc[6]) wachgerufen wurde. Letzterer schreibt: „Der Edinburger Gelehrte behauptet keck, was doch schon lange widerlegt ist, daß die Thäler erst nach dem Zurücktritte des Ozeans durch die Ströme süßen Wassers ausgehöhlt worden sind.“ In Deutschland verfocht K. E. A. v. Hoff[7]) die letztere Ansicht, und dieselbe wurde durch K. A. Kühn[8]) sehr geschickt begründet, während die Hypothese der Spaltennatur der Thäler zugleich bekämpft wurde. Auch deutsche Hydrotechniker, wie Umpfenbach[9]) und später Hagen[10]), erachteten die Flüsse als Thalbildner. Die vulkanischen Regionen Zentralfrankreichs, für welche bereits Giraud-Soulavie und Montlosier zahlreiche Beweise der Thalbildung durch rinnendes Wasser geliefert hatten, überzeugten auch Scrope[11]),

[1]) On the Excavation of Valleys by Diluvial action. Transact. London geolog. Soc. (2). I. p. 95.

[2]) On the Excavation of Valleys. N. Phil. Mag. and Ann. VI. 1829. p. 241. — Geological Notes. London 1830. III. p. XII.

[3]) A geological essay on the imperfect evidence of a theory of the Earth etc. Oxford 1815.

[4]) Ueber die Ursachen der Verbreitung großer Alpengeschiebe. Abh. Berliner Akademie. 1811.

[5]) Edinburgh Review. 1814. Nr. 44.

[6]) Biblioth. britann. LVIII u. LIX. Vergl. Gilberts Annalen. 1816. LII. S. 159: Ideen eines Edinburger Gelehrten und der H. H. Pictet und Deluc des Jüngeren, über die Art, wie die Thäler gebildet worden sind.

[7]) Geschichte etc. der natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche. I. Gotha 1822. S. 213.

[8]) Handbuch der Geognosie. Freiberg 1833. § 494 ff.

[9]) Theorie des Neubaus etc. der Kunststraßen. Berlin 1830. S. 6.

[10]) Handbuch der Wasserbaukunst. 3. Aufl. 1871. 2. Teil. Die Ströme. I. S. 140.

[11]) The Geology and extinct Volcanos of Central France. 1827. p. 146. — On the Origin of Valleys. Geolog. Mag. III. 1866. p. 193, 299.

Lyell und Murchison[1]), und ersterer entdeckte auch im Moselthale Beweise hierfür.

Um diese Zeit war in Charles Lyell[2]) ein entschiedener Gegner jeder Ansicht einer katastrophenartigen Entwickelung der Erde erwachsen, und der erste Band der „Principles of Geology" (p. 168) zeigt Lyell als einen Vertreter der Lehre der Thalbildung durch Flüsse. Aber bereits der drei Jahre später erschienene dritte Band dieses Werkes zeigt in der ersten Auflage eine merkliche Abschwächung dieser Ansicht (p. 298), wie denn auch aus den späteren Auflagen des ersten Bandes mehr und mehr die Stellen schwinden, in welchen auf die erodierende Kraft des rinnenden Wassers Bezug genommen wird. Dafür entwickelte Lyell[3]) die Lehre von neuem, welche bereits Buffon[4]) aufgestellt, nämlich daß die Thäler größtenteils von Meeresströmungen ausgewaschen seien. Dieselbe blieb längere Zeit in England die herrschende, bis ihr hier George Greenwood[5]) mit überzeugender Schärfe entgegentrat und die Lehre der Thalbildung durch Flüsse wieder zur Geltung brachte, nachdem die letztere vorher schon in Amerika durch J. D. Dana[6]) neu begründet worden war. Die Erforschung des Grand Cañon des Colorado lehrte ferner ein ungeheures Beispiel für Flußwirkungen kennen[7]), Jukes[8]) entschleierte die Verknüpfung von Erosion und Denudation, er erschloß damit das Verständnis für die Bildung der erodierten tektonischen Thäler sowie mancher Flußdurchbrüche und gewann in England eine ganze Schule von Anhängern[9]). Mittlerweile lernte man die Lebhaftigkeit der Thalbildung in niederen Breiten kennen, Thomas Oldham[10]) erklärte die Thäler der Khasi-Hills 1859,

---

[1]) On the Excavation of Valleys illustrated by the Volcanic Rocks of Central France. Proc. London geolog. Soc. I. 1829. p. 89.

[2]) On the Gradual Excavation of the Valleys in which the Meuse, the Moselle and some other rivers flow. Proceed. geolog. Soc. London. I. 1829. p. 170.

[3]) A Manual of Elementary Geology. 3d ed. London 1851. p. 71.

[4]) Histoire naturelle. I. 1749. Art. XI.

[5]) Rain and Rivers; or Hutton and Playfair against Lyell and all Comers. London 1857.

[6]) Geology in Report of Wilkes Exploring Expedition. X. 1849. p. 379.

[7]) Ives, Report upon the Colorado of the West. Washington 1861. Geological Report by Newberry. p. 45, 46.

[8]) On the Mode of Formation of some River Valleys in the South of Ireland. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XVIII. 1862. p. 374.

[9]) Vergl. Whitaker, On subaerial denudation. Geolog. Mag. IV. 1867. p. 447.

[10]) On the Geological Structure of a portion of the Khasi-Hills. Mem. Geolog. Surv. India. I. 1859. p. 99 (173).

Rubidge[1]) jene Südafrikas und W. T. Blanford[2]) 1870 die Abessiniens für Flußwerke, dabei nachdrücklich die Wirksamkeit tropischer Gewässer betonend. Das Studium der Durchbruchthäler (vergl. S. 104) machte mit dem Gegeneinanderwirken von Erosion und Gebirgsbildung vertraut. Rütimeyer[3]), Heim[4]) und A. Supan[5]) erwiesen die Alpenthäler als Erosionsgebilde, Powell[6]) und Gilbert[7]) entwickelten die Gesetze der erodierenden Thätigkeit des Wassers. W. M. Davis stellte die Bd. I. S. 378 erwähnten eingehenden genetischen Klassifikationen der Thäler auf. Eine namhafte Zahl von Forschern hat sich nunmehr wieder der Lehre der Thalbildung durch Flüsse angeschlossen, während der von Tyndall[8]), Bischof[9]) und A. Müller[10]) vertretene und von A. Helland[11]) geteilte Standpunkt, daß auch die Gletscher Thäler ausfurchen könnten, nur wenige Anhänger gewonnen hat. Toula[12]) berichtete über neuere Untersuchungen über Thalbildung; Kollbrunner[13]) besprach dieselbe im Anschlusse an die Flußsysteme; Löwl gab eine allerdings etwas knapp gefaßte Monographie der Thalbildung[14]), nachdem zuvor G. H. Kinahan[15]) eine solche auf einseitiger Grundlage aufgebaut hatte.

---

[1]) On the Denudation of South Africa. Geolog. Mag. III. 1866. p. 88.

[2]) Observations on the Geology and Zoology of Abyssinia. London 1870. p. 157.

[3]) Ueber Thal- und Seebildung. Basel 1869. 2. Aufl. 1874.

[4]) Blick auf die Geschichte der Alpen. Verhdlgn. d. schweizer. naturf. Gesellsch. Frauenfeld. LIV. 1870/71. S. 55. — Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878. I. S. 281.

[5]) Studien über die Thalbildung des östlichen Graubünden. Mitteil. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. XX. 1877. S. 293.

[6]) Exploration of the Colorado River. Washington 1875. p. 153.

[7]) Report on the Geology of the Henry Mountains. 1877. p. 99.

[8]) On the conformation of the Alps. Phil. Mag. (4). XXIV. 1862. p. 169.

[9]) Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. 2. Aufl. I. 1863. S. 393.

[10]) Ueber Thalbildung durch Gletscher. Poggendorffs Annalen. CLII. 1874. S. 176.

[11]) Om Botner og Säkkedal samt deres Betydning for Theorier om Dalenes Dannelse. Geolog. För. Förh. Stockholm. II. 1874/75. p. 286, 342.

[12]) Ueber Thalbildung. Schriften d. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntnisse. Wien. XVII. 1876/77. S. 377.

[13]) Zur Morphologie der Thalbildungen und Flußsysteme. Progr. Thurgauer Kantonschule. Frauenfeld 1877.

[14]) Ueber Thalbildung. Prag 1884.

[15]) Valleys, and their relation to fissures, fractures and faults. 1875.

Kapitel IV.

Die Thallandschaften.

1. Einteilung.

Jedes von Thälern durchsetzte Land sei Thalland benannt.

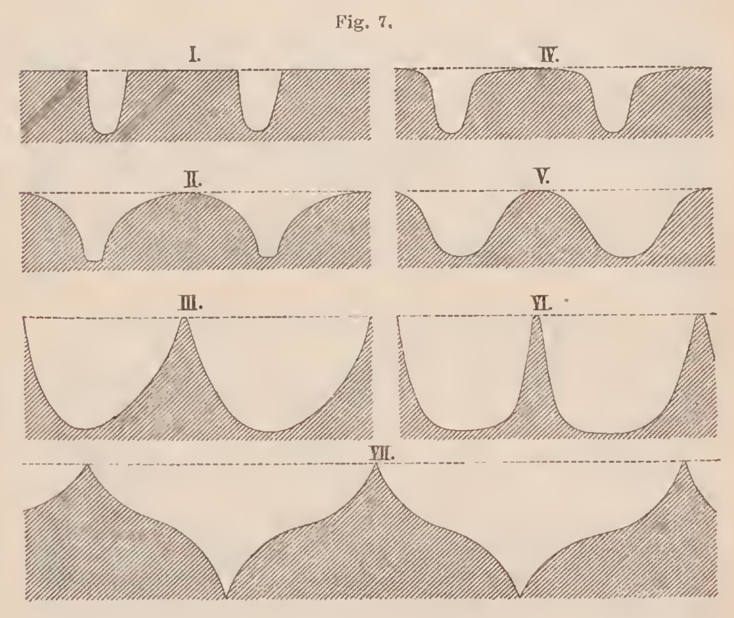
Die Tiefe seiner Thäler bestimmt, ob es zum Flach- oder Berglande gehört, je nachdem dieselben als Flach- oder Tiefthäler entwickelt sind. Flache Thallandschaften heißen vielfach auch Hügelländer; im Gegensatze zu den aufgesetzten Hügelländern können sie als ausgearbeitete Hügelländer bezeichnet werden.

Die Form der Thäler bestimmt die vertikale Gliederung, die Anordnung derselben die horizontale Gliederung des Thallandes. Weitere, und zwar sehr wichtige Merkmale desselben werden durch die Art und Weise gewonnen, wie sich die Thalgehänge im Gelände entwickeln, namentlich dadurch, wie dieselben in der Höhe zusammentreffen. Es sind drei verschiedene Fälle denkbar: 1. Die Gehänge von Nachbarthälern stoßen gar nicht zusammen, sondern werden durch eine horizontale Tafelfäche voneinander getrennt, auf welcher sich eine unbestimmte Wasserscheide erstreckt (Fig. 7 I). Das ist beim Auftreten von Tiefthälern das Tafelland oder Plateau, dem die von Flachthälern zerschnittenen Platten des Flachlandes an die Seite zu stellen sind. 2. Die Gehänge von Nachbarthälern werden durch eine sanfte, konvex gekrümmte Rückenfläche miteinander verbunden (Fig. 7 II). Diese Formen sind charakteristisch für das Mittelgebirgsland. 3. Die Thalgehänge stoßen unvermittelt oben zusammen, schmale Firste, zugeschärfte Wasserscheiden bildend (Fig. 7 III). Das sind die Formen des Hochgebirgslandes.

Diese verschiedenen Arten des Verschneidens der Gehänge von Nachbarthälern können sich mit den verschiedenen Typen von Thalgehängen verknüpfen. Der

Regel nach verbinden sich allerdings mit den Tafelländern lediglich tief eingeschnittene, cañonähnliche Thäler. Aber mit den konvexen Rückenflächen der Mittelgebirgsformen vereinigen sich entweder konvexe Thalgehänge (Fig. 7 II) oder konkave (Fig. 7 V), ebenso verlaufen von den zugeschärften Firsten der Hochgebirgsländer die Gehänge

Fig. 7.



Querschnitte von Thallandschaften.

entweder konsequent konkav zur Thalsohle (Fig. 7 III), oder es ändert sich ihre Krümmung und sie schließen zwischen ihren unteren Partieen Thäler mit konvexen Gehängen ein (Fig. 7 VII). Ueberdies ergeben sich zwischen den Tafelländern und den Mittel- und Hochgebirgsländern Uebergänge dadurch, daß im einen Falle die zwischen zwei Thälern gelegene Hochfläche eine wenn auch geringe Abdachung nach beiden erhält (Fig. 7 IV), so daß man von einer äußerst flach gewölbten Wasser-

scheide ausgehend zunächst einer sanft geneigten (versant couché) und dann einer steil geneigten Gehängepartie (versant debout)[1]) begegnet. Im andern Falle aber kann das zwischen zwei Thälern gelegene Plateau durch Rückwärtsschreiten der Gehänge auf einen Grat reduziert werden, an dessen Seiten sich sehr breite Thäler erstrecken (Fig. 7 VI).

In den Tafelländern herrschen die großen, meist ebenen Tafelflächen vor den Thälern vor und verleihen der Landschaft im allgemeinen einen ebenen Charakter. In den Mittel- und Hochgebirgsländern werden dagegen die Thäler für die Szenerie maßgebend, und indem sie nur durch Kämme voneinander getrennt werden, erhält die Landschaft „einen anschaulichen und auffälligen Kontrast von Höhen und Tiefen“, welcher nach J. Fröbel[2]) für das Gebirgsland bezeichnend ist. Man kann danach, wie im folgenden vielfach geschehen, die Mittel- und Hochgebirgsländer kurzhin als Gebirgsländer bezeichnen.

2. Die Tafelländer (Plateaus) und Platten.

Da die Thätigkeit der Spülwasser sich allenthalben bestrebt, zwischen den Wasserscheiden und Thalsohlen das Land regelmäßig abzuböschen, so können sich breite Tafelflächen zwischen den Thälern nur dort erhalten, wo die Abspülung minimal wird oder ganz aussetzt, also in regenarmen Ländern oder im Bereiche permeabler Schichten. Naturgemäßerweise verknüpfen sich daher die Tafelländer mit Cañons und cañonähnlichen Thalformen. Mit dem Spülwasser fehlt ihnen ferner eine wesentliche Quelle zur Speisung der Flüsse. Diese sind daher selten, und die Thäler werden dementsprechend gewöhnlich durch große ebene Tafelflächen getrennt.

Das Maß der Unebenheit ist in den Tafelländern ein sehr wechselndes. In der Nähe der Thäler werden oft sehr bedeutende Höhenunterschiede angetroffen, während

---

[1]) De la Noë et de Margerie, Les formes du terrain. Paris 1888. p. 111.

[2]) Ueber den orographischen Begriff des Gebirges mit Andeutungen zu einer reinen Hypsographie. Mitteil. a. d. Gebiete d. theoretischen Erdkunde. I. 1836. S. 469.

dieselben zwischen den Thälern fast verschwinden. Für den allgemeinen Eindruck des Tafellandes ist daher der Reichtum an Thälern von großer Bedeutung. Sind dieselben spärlich, so erstrecken sich die zwischen ihnen gelegenen Tafelflächen über große Gebiete, und das ganze Tafelland gleicht einer nur wenig zerfurchten Ebene. Sind hingegen die Thäler häufig, so tritt der Eindruck einer Ebene zurück und es stellt sich dafür der eines Gebirgslandes ein.

Hinsichtlich des Schichtbaues lassen sich zwei Arten von Tafelländern unterscheiden, nämlich solche, welche aus horizontalen Schichten bestehen, deren Oberfläche parallel der ursprünglichen Oberfläche verläuft, und solche, welche von stark dislozierten Schichten aufgebaut werden. Diese letzteren müssen, bevor das Tafelland entstand, sei es durch fortgesetzte Denudation, sei es durch Brandung, eingeebnet, also abradiert und dadurch in ein Rumpfland verwandelt worden sein. Man kann diese Art von Tafelländern den Schichttafelländern als Rumpf- oder Abrasionstafelländer gegenüberstellen.

Die Tafelländer sind die herrschende Form in den wenig benetzten Hochländern der Erde. Das Tafelland des Colorado in Nordamerika ist der best untersuchte Typus dieser Art. Derselbe ist ferner durch ganz Afrika verbreitet und zeichnet sowohl die Halbinsel Vorderindien als auch manche Striche Australiens aus. In niederschlagsreichen Ländern können die Tafelländer nur an durchlässige Gesteine geknüpft auftreten, und ihre Verbreitung ist eine beschränkte. In Mitteleuropa sind der schwäbisch-fränkische Jura und das Elbsandsteingebirge Beispiele von winzigen Schichttafelländern. Die Rumpftafelländer besitzen zwischen den Thälern meistens nicht vollkommen ebene, sondern nach jenen hin sanft abgedachte Flächen, welche jedoch weit weniger stark als die Rückenflächen des Mittelgebirges gewölbt sind. Man kann bei ihnen von Rumpfflächen zwischen den Thälern sprechen. Die Vereinigung von Niederschlagsarmut, von Permeabilität des Bodens und horizontaler Oberfläche, diese Vorbedingung zur Bildung von echten, cañondurch-

furchten Tafelflächen, ist bei ihnen selten vollständig gegeben, insbesondere bringt ihr verwickelter Gebirgsbau in der Regel undurchlässige Schichten neben durchlässigen an die Oberfläche.

Die Wörter Tafelland, Platte und Plateau werden gegenwärtig meist als vollkommene Synonyme gebraucht, was ursprünglich nicht der Fall gewesen ist. Buache bezeichnete als Plateaus die Hauptknotenpunkte der Wasserscheiden, ohne sich über deren Erhebungsverhältnisse Rechenschaft zu geben[1]. Karl Ritter[2] gebrauchte für Plateau bezw. Massiv im Deutschen „Gebirgsganzes" oder „Hochland" und verstand darunter die zusammenhängenden, massigen, von keinen Stromthälern ganz durchbrochenen Erhebungen der Erdrinde über das benachbarte Flachland. Auch Friedrich Hoffmann[3] verstand unter Plateau im allgemeinen ein Hochland. Dagegen verknüpfte A. v. Humboldt[4] mit dem Begriffe des Plateaus jenen des hochgelegenen Tafellandes. Diese Auffassung hat sich eingebürgert. F. v. Richthofen[5] hat die Scheidung zwischen Schicht- und Abrasionsplateau vorgeschlagen und sich später gegen die vielfach unbestimmte Anwendung des Wortes Plateau geäußert, welches er bei Schichttafelländern durch den Ausdruck Tafelland, bei Rumpftafelländern durch Abrasionsplatte ersetzt[6]. Dieser Scheidung ist oben gefolgt, und der Ausdruck Abrasions- oder Rumpftafelland wird angenommen, ohne daß damit zugleich die Ursache der Einebnung in der Brandungswelle gesucht wird (vergl S. 21). Die Bezeichnung Platte endlich wird hier ausschließlich zur Bezeichnung solcher Tafelländer verwendet, welche die Höhenunterschiede des Flachlandes aufweisen, also Seitenstücke zu den Hügelländern sind.

3. Die Mittel- und Hochgebirgsländer.

a) Die Kämme und Gipfel.

Die Mittel- und Hochgebirgsländer zeigen zwischen den einzelnen Thälern orographisch deutlich entwickelte Wasserscheiden, die man im allgemeinen ohne Rücksicht auf ihre Gestalt als Gebirgskämme bezeichnen kann

[1] Essai de géographie physique. Mém. Acad. Paris 1752. p. 399 ff.
[2] Die Erdkunde etc. 1. Teil. Berlin 1817. S. 72.
[3] Physikalische Geographie. Berlin 1837. S. 144.
[4] Zentralasien. Berlin 1844. I. S. 39.
[5] China. II. 1886. S. 766.
[6] Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 679.

und welche im Mittelgebirge als sanft gewölbte Rücken (Kammrücken), im Hochgebirge als dachähnliche Grate entwickelt sind. Da die Abspülung einen wesentlichen Anteil an der Ausgestaltung dieser Länder hat, so treten dieselben namentlich in feuchtem Klima sowie auf undurchlässigem Boden auf, und es mangelt in ihnen nicht an Wasser, welches in zahlreichen Gerinnen thalbildend wirkt. Dementsprechend ist das Maß der Unebenheit in den Gebirgsländern ein ziemlich gleichförmiges und zeigt selten jähe Sprünge. Da ferner die Kraft der Abspülung eine sehr wechselnde ist und überdies die Gesteine der Kämme verschieden widerstandsfähig sind, so werden letzteren ungleiche Höhen aufgedrückt. Sie erhalten einzelne Aufragungen, Gipfel genannt, und dazwischen Einsenkungen, welche als Gebirgspässe bezeichnet werden. Die Form beider ist eine ungemein mannigfache und von einer erstaunlichen Reichhaltigkeit, welche dem Gebirgslande die charakteristische Physiognomie verleiht.

Die Gipfelformen ordnen sich zunächst in zwei Hauptgruppen, nämlich in die zugerundeten des Mittelgebirges und in die zugeschärften des Hochgebirges. Zwei weitere Ordnungen ergeben sich aus der Lage. Es kann nämlich der Gipfel der Scheidelinie folgend von länglicher Erstreckung sein; bei Mittelgebirgsformen heißt er dann Rücken, im Hochgebirge Schneide. Ferner kann der Ort des Gipfels sich gerade an dem Schnittpunkte mehrerer Scheiden, an einem Scheidenknoten befinden; der Gipfel erscheint dann im Mittelgebirge als Kuppe, im Hochgebirge als Spitz. Lassen sich zwar wohl alle Gipfelformen des Gebirgslandes auf diese vier Grundtypen zurückführen, so ergeben sich doch durch die Höhenverhältnisse, durch Gesteinscharakter und Art der Anordnung und Gliederung unzählige Abänderungen. von denen wohl gesagt werden kann, daß sie weitergehenden systematischen Versuchen sich schlechterdings nicht fügen und daß sie sich namentlich nicht auf bestimmte geometrische Grundgestalten zurückführen lassen. Der Gebirgsbewohner ist sich der Vielgestaltigkeit der Gipfelwelt wohl bewußt und er gibt durch zahl-

reiche Gipfelbezeichnungen davon Ausdruck. Allein wie feinfühlig auch in kleineren Gebieten die Gipfelbezeichnung sein mag, so vieldeutig sind die dazu verwandten Wörter in größeren Sprachgebieten, und es ist wohl aussichtslos, mit derartigen Bezeichnungen eine ganz bestimmte Vorstellung zu verbinden[1]).

Im allgemeinen ist das Mittelgebirgsland ärmer an Gipfelformen als das Hochgebirgsland. Der Typus des Rückens zeigt insofern charakteristische Abänderungen, als er entweder beiderseits gleichmäßig oder ungleichmäßig abfallen kann. Im letzteren Falle ist er wallähnlich und es zeigt sich nicht selten, daß der sanfte Abfall in der Richtung des Schichtfallens geschieht, der steile dem Schichtabbruche entspricht. Derartige Steilabfälle wurden von H. B. de Saussure[2]) „Escarpements“ genannt, welche Bezeichnung sich namentlich in der englischen Litteratur eingebürgert hat. Weitere Verschiedenheiten ergeben sich durch die Art der Erhebung in der Längsrichtung des Rückens. Derselbe hebt sich entweder allmählich zu einem höchsten Punkte empor, welcher seine Umgebung sichtlich überragt, oder wellt mehrfach auf und ab und zeigt mehrere höchste Stellen, welche, durch unbedeutende Einsattelungen getrennt, meist in fast gleiches Niveau aufsteigen.

Die Bergrücken werden vielfach als Kamm oder direkt als Rücken, seltener als First (Schwarzwald), entsprechend Gable im Lake District, als Egge oder Riegel (Süddeutschland), als Crina, Crine oder Crinale in Italien, als Crête und Alètre im Jura bezeichnet; die Benennung des Ziegenrücken im Riesengebirge erinnert an die im Spanischen gelegentlich wiederkehrende: esquino d'azo (Eselsrückgrat), an das Hellenische Ὄνειον und an die im westlichen Nordamerika zur Bezeichnung von einseitig steilabfallenden Rücken übliche Benennung hog-back (Schweinsrücken). Das italienische Filo (Rückgrat) bezieht sich hingegen mehr auf Hochgebirgsformen.

Die Kuppe ist entweder eine örtliche isolierte Erhebung eines Kammes oder stellt eine höchste Anschwel-

---

[1]) Andrer Ansicht ist Elisée Reclus, La Terre. Vme éd. I. p. 148.

[2]) Voyages dans les Alpes. I. S. 222 (§ 281).

lung am Vereinigungspunkte mehrerer dar. Ist sie im ersteren Falle gewöhnlich ziemlich einförmig entwickelt und verleiht ihr dann nur die mehr oder weniger exzentrische Lage des höchsten Punktes eine gewisse Veränderlichkeit der Gestalt, so wechselt dieselbe im letzteren Falle vielfach mit der Natur der Thäler, welche durch die in der Kuppe zusammenstrahlenden Kämme geschlossen werden. Flach muldenförmige oder mehr cirkusähnliche Thalschlüsse erscheinen dann in die Anschwellung gedrängt und werden durch rückenähnliche Ausläufer des Gipfels voneinander getrennt. Diese Ausläufer zeigen manchmal kleine Anschwellungen, Rückfallkuppen, in Oberbayern Point genannt, welche als Nebengipfel den Hauptgipfel der Kuppe umrahmen, falls letzterer zentral gelegen ist, was aber keineswegs immer der Fall ist. Nicht selten findet sich die Haupterhebung auf einem der zusammenstrahlenden Kämme.

Für die Gebirgskuppe sind im Deutschen zahlreiche Bezeichnungen in Gebrauch, welche teilweise an das in Mitteldeutschland meist gebrauchte Wort Kopf anlehnen. Man sagt Koppe und Kuppe, im Schwarzwalde Grinde, in Kärnten Gupf, dazu gesellen sich im Schwarzwalde und Wasgau Belchen (franz. Ballon), in Kärnten Nock, worunter jedoch in Südosttirol auch spitze Gipfel verstanden werden, ferner für niedrige isolierte Gipfel: Hübel, sowie Kulm, für felsige Klotz, sowie das auch für Hochgebirgsformen angewandte Stein. Im Französischen sind neben dem schon erwähnten Ballon auch Dôme und allerdings in nicht ausschließlicher Beschränkung auf Mittelgebirgsformen Tête in Gebrauch; in der Auvergne bezeichnet Puy, in den Pyrenäen Pueche, Pech, Puch, Puig im allgemeinen Mittelgebirgsformen; das stammverwandte Poy und Pouy in den Landes und Pié in Nordfrankreich beziehen sich auf Formen des Hügellandes. Dosso und Tondo sind zugerundete Gipfel in Welschtirol. In Schottland bezeichnet Ben eine Kuppe; in Nordengland ist dafür das dem norwegischen Fjeld entlehnte Fell und das dem gälischen Craig entsprechende Crag in Anwendung, selbst Pike und Peak beziehen sich hier ebenso wie in Nordamerika auf Gipfel vom Charakter der Mittelgebirgskuppen, die gelegentlich auch Head, ferner bei felsiger Beschaffenheit Knot, bei stark isolierter Lage Dodd, Knob und Knock, sowie bei geringer Erhebung Band heißen.

Das Hügelland erweist sich, sobald es sich nicht um die aufgesetzten Hügel der Dünen, Moränen oder

Bergsturzbildungen handelt, als ein in seinen Größenverhältnissen verjüngtes Mittelgebirgsland, mit allen den charakteristischen Zügen des letzteren. Man kann dementsprechend Hügelrücken und Hügelkuppen unterscheiden.

Die Sprache ist wiederum sehr reich zur Bezeichnung von Hügelformen, ohne allerdings damit feinere Unterscheidungen zu verbinden. Im Deutschen werden Hügel, Bühl, Bichl als vollständige Synomyma gebraucht, dazu gesellt sich im Norden die gelegentliche Bezeichnung Holm. Im Französischen sind Colline und Coteau Synonyma, selten ist die Anwendung von Butte, welches Wort in Amerika sich zur Bezeichnung sehr beträchtlicher Erhebungen namentlich von Plateauvorbergen eingebürgert hat. Sehr reich an Bezeichnungen für Hügel ist das Englische: Hill und Knoll sind die gebräuchlichsten, Mound ist im allgemeinen ein künstlicher Erdhaufen, dient aber in Amerika neben Esker und Kam[1]) nicht bloß zur Bezeichnung aufgesetzter Moränenhügel, sondern selbst zur Bezeichnung ausgedehnter Bodenschwellen. Ebenso unbestimmt ist die Anwendung des Wortes Down. Eigentlich „Düne“ bedeutend, dient dasselbe im Süden Englands zur Bezeichnung von ausgearbeiteten Hügeln, für welche auch das Wort Cobble dient. Das Spanische hat Colina, Collado, sowie Loma und Lomita; Collado dient aber auch zur Bezeichnung von Pässen, ebenso wie im Deutschen manchmal das Wort Berg (Kesselberg zwischen Kochel- und Walchensee, Kreuzberg in Tirol, Sattelberg in Niederösterreich).

Gilt allenthalben ein Hügel als kleiner Berg, so ist doch die Anwendung beider Worte eine äußerst schwankende. In Deutschland gelten im allgemeinen Höhen von 200 m relativer Erhebung noch als Hügel (Thüringer- und hessisches Hügelland). Dagegen hat man in den Alpen Büchl von mehreren Hundert Meter relativer Höhe. In England zählen Erhebungen von 600 m relativer Höhe noch als Hügel (Mendiphills, Lammermuirhills, Cheviot Hills). In Indien werden die 1500—2000 m relativ hohen Erhebungen der Siwahliks noch als Hügel bezeichnet, und umgekehrt spricht man von dem relativ nur 20 m hohen Kreuzberg bei Berlin und von dem 100 m über der Seine hohen Mont Valérien bei Paris.

Dupaigne[2]) möchte als Berge gegenüber den Hügeln die Erhebungen bezeichnen, welche in ein andres Klima aufragen, daher auf ihrem Gipfel eine andre Vegetation tragen als an ihrem Fuße, was über die Schwierigkeit nicht hinweg hilft. Da es sich um bloße Größenunterschiede handelt, empfiehlt sich am besten, dieselben rein konventionell festzusetzen, so wie es oben geschehen ist.

---

[1]) Henry Kinahan, On the use of the term Esker or Kam Drift. Am. Journ. (3). XXIX. p. 135.

[2]) Les Montagnes. Tours 1874. Kap. I.

Vermöge der geringen Intensität der Abspülung, welche nur kleinere Partikel zu entfernen vermag, sind die sanft welligen Formen der Mittelgebirgsgipfel meist mit einer mehr oder minder mächtigen Schuttlage bedeckt, welche das anstehende Gestein gänzlich verhüllt. Die Beschaffenheit desselben, seine Schichtung und Klüftung werden dementsprechend für die Gestaltung der Gipfel nur in bescheidenem Maße bestimmend. So heben sich z. B. wohl im nördlichen Schwarzwalde die Sandsteinrücken durch ihre tafelähnliche Form vor den mehr buckeligen Gneis- und Granitbergen hervor, im allgemeinen aber geht ein eintöniger Zug durch alle Mittelgebirgsgipfel, mögen sie aus Urgestein oder jüngeren Gebilden aufgebaut sein. Nur hie und da finden sich auf den Gipfeln Felsaufragungen, Einzelfelsen, aus besonders schwer zerstörbarem Materiale zusammengesetzt, welche dann je nach der Art des Auftretens jenes Gesteins oft recht bizarre Formen bilden. Es ragen auf der Kuppe des Brockens einzelne granitne Klippen auf, so mancher „Stein“ sitzt auf den Rücken des Riesengebirges und Böhmerwaldes, allwo der Pfahl eine lange Flucht von niedrigen Aufragungen von Quarzit aus Mittelgebirgsformen bildet. Hierher gehören auch die verschiedenen Teufelsmauern, wie z. B. jene zwischen Oschitz und Böhmisch-Aicha, welche einen Basaltgang im Quadersandstein repräsentiert, an jenen Stellen, wo der Basalt schwerer als der Sandstein zerstörbar ist, während an den Stellen, wo das Gegenteil der Fall ist, statt ihrer ein Graben vorhanden ist[1]), sowie die granitischen Tors und Loganstones in England[2]). Aber diese Gebilde, welche durchweg in der (Bd. I. S. 239) auseinandergesetzten Weise zu erklären sind[3]), gehören immerhin zu den Ausnahmen und im

---

[1]) Fr. Wurm, Die Teufelsmauer zwischen Oschitz u. Böhm.-Aicha. Böhm.-Leipa 1884.

[2]) Horace B. Woodward, The Geology of England and Wales. London 1876. p. 410.

[3]) Diese Erklärung deutete schon Werner an. Ueber das Vorkommen des Basaltes auf Kuppen vorzüglich hoher Berge. Bergmänn. Journ. Freyberg 1789. 2. Jahrg. I. S. 252, 257.

Mittelgebirge tritt der Fels seltener auf den Gipfeln, als längs der tief eingeschnittenen, noch in Fortbildung begriffenen Thäler entgegen. Gelegentlich sind sie jedoch so häufig, daß sie, wie stellenweise in der Sierra de Guadarrama, das Bergprofil knotig erscheinen lassen.

Ganz anders im Hochgebirgslande. Die Lebhaftigkeit der Abspülung ermöglicht, daß hier alle kleineren Fragmente fortgeführt werden, es wird der Fels namentlich längs der Grate ununterbrochen nackt erhalten und seine Struktur wird in erster Linie maßgebend für die Gipfelgestaltung. Bei vertikaler Klüftung fallen dieselben mauerartig steil als Felswände ab; die Fugen selbst werden zu schmalen Kaminen, in breitere Gänge (Couloirs) und schließlich durch die vereinte Wirkung von Wasser und Lawinen in Schluchten ausgeweitet, welche fast senkrecht in den Gipfelabfall einschneiden. Bei schräger Stellung der Klüftungsfugen löst sich der Abfall in eine Reihe von schuppenförmig hintereinandergelagerten Zinnen auf, zwischen welchen sich einzelne Wasserfurchen drängen. Endlich hebt sich jedwelcher Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit sofort hervor, Bänder ziehen sich, oft deutliche Absätze bildend, längs des Grates entlang, welcher bei horizontaler Schichtstellung manchmal regelmäßig terrassiert erscheint, bei nahezu vertikaler Schichtstellung aber die widerstandsfähigen Gesteinsbänke als parallel streichende Rippen entgegentreten läßt, zwischen denen die weicheren Lagen fast völlig herauspräpariert sind und zur Bildung spaltähnlicher Wasserrisse Veranlassung geben. Je steiler der Grat abfällt, desto weniger feinkörniges Material vermag sich auf ihm zu halten, desto tieferen Eingriff haben die Temperaturwechsel, desto mehr ist er in einzelne, scheinbar nur lose übereinanderliegende Blöcke zerlegt (Blockgrat). Dabei ist er nicht selten als Doppelgrat entwickelt, d. h. er zeigt zwei Zuschärfungen, zwischen welchen sich eine seichte Furche entlang zieht.

Diese bisher wenig beachtete Erscheinung zeichnet nicht bloß die Kämme verkarsteter Gebirge, wie z. B. des Velebitgebirges aus, sondern findet sich auch auf Urgestein und wurde auf dem

Schirneck und Goldeck in Kärnten, sowie auf dem Ederplan und Helm in Tirol wahrgenommen. Im letzteren Falle scheint sie teils dadurch hervorgerufen zu sein, daß sich hier längs des Grates eine zwischen zwei festen Bänken befindliche wenig widerstandsfähige auswitternde Schicht befindet, und deren Material durch den Wind verweht ist, teilweise aber dürften diese Furchen ein bevorstehendes Abbrechen anzeigen und ähnlich wie die Bd. I. S. 226 erwähnten Schlundlöcher aufzufassen sein. Die Existenz dieser Furchen, welche gelegentlich mit Wassertümpeln erfüllt sind (Helm), verrät, daß oben auf den Hochgebirgsgraten die Abspülung selbst gleich Null ist und hier durch andere abtragende Wirkungen, namentlich den Wind, ersetzt ist. Die Bildung der Karstgrate wird unter dem Karstphänomen erörtert werden.

Thalwärts mindert sich die Steilheit des Gratabfalles, ausgedehnte Schutthalden bezeichnen den Fuß seiner Wände, an welchen sich sanfter abgeböschte Partieen knüpfen. Alle diese Momente führen dem Hochgebirge einen überwältigenden Reichtum an Gipfelformen zu, welche sich, von den verschiedenen Seiten gesehen, oft in der verschiedensten Gestalt darstellen, weswegen nicht genug davor gewarnt werden muß, nach der bloßen Silhouette einen Gipfel klassifizieren zu wollen.

v. Sonklar ist sich dieser Verhältnisse wohl bewußt gewesen, als er eine Klassifikation der Berggipfel versuchte [1]). Gleichwohl führt er z. B. den Watzmann im Berchtesgadener Lande als Doppelhorn an, entsprechend dem Eindrucke, den der Beschauer von Berchtesgaden erhält, während thatsächlich jener Gipfel zu den schönst entwickelten Schneiden gehört. Bei Schilderungen von Panoramen wäre unter solchen Umständen weit besser, zu beschreiben, wie dieser oder jener Gipfel sich darstellt, anstatt ihn mit irgend einem geometrisch regelmäßigen Körper, einem Kegel, einer Pyramide etc. zu vergleichen.

Die Schneide zeigt hinsichtlich ihrer Gliederung dieselben Grundzüge, wie der Rücken, nur daß entsprechend ihrer Zuschärfung sich weit mehr einzelne Formen entwickeln. Vielfach ist sie wallähnlich entwickelt, bricht auf der einen Seite mit prallen Wänden mauerartig ab, während sie sich nach der andern sanft abdacht.

Sie heißt dann gelegentlich geradezu Mauer (Kremsmauer) oder Wand (Benediktenwand), während sie bei beiderseitig gleich

[1]) Allgemeine Orographie. 1873. S. 58, Note.

steilem Abfalle gelegentlich Grat heißt. Das Wort Schneide selbst, dessen englisches Gegenstück Edge im Lake District gebräuchlich ist, ist nur selten in Anwendung, und zwar werden damit in der Tegernseer Gegend keineswegs besonders zugeschärfte Gipfel bezeichnet.

An den prallen Wänden der Bergschneiden macht sich der Gesteinscharakter ganz in der eben geschilderten Weise geltend und er beeinflußt den Verlauf der Schneide selbst, indem jede kräftiger entwickelte Rippe von einer Zinne der Schneide gekrönt erscheint, während umgekehrt jeder Einriß einer Scharte entspricht; ja es kommt sogar gelegentlich vor, daß die Bergmauer zwischen zwei solchen Einrissen durchbrochen ist und eine natürliche Brücke bildet (Thörl an der Kremsmauer, Oberösterreich: Martinsloch, Kanton Glarus; Thörl am Gröbminger Kamme)[1]. Verläuft die Klüftung vertikal, so ist dann die Schneide wie eine alte Bergmauer mit Zinnen, manchmal von der abenteuerlichsten Form, gekrönt, zwischen welchen nur schmale breschenförmige Einschnitte vorhanden sind; bei schräger Kluftstellung und auch dann, wenn die Schichten in der Richtung des Schneidenverlaufes fallen, entwickeln sich breitere, durch spitze Aufragungen voneinander getrennte Einschartungen, und die Schneide erscheint im Profile wie gesägt. Die Zähne dieser Säge und die oben erwähnten Zinnen treten bisweilen als rivalisierende Gipfel zweiter Ordnung auf, oder sie gruppieren sich um einen Hauptgipfel, welcher in der Mitte, am einen oder andern Ende der Schneide gelegen sein kann.

Eine sehr ausgedehnte Schneide, an deren Flanken sich bedeutendere Wasserrisse oder die unten zu erwähnenden Kare einstellen, heißt Kette (Karwendelkette), welches Wort wie das französische Chaîne oder Chainon, das italienische Catena, das englische Chain oder Range sich aber auch auf bloße Rücken bezieht; im Spanischen bezeichnet Sierra (Säge) einen gerundeten Kamm. Alle diese Benennungen dienen insgesamt sowohl

---

[1]) F. Simony, Das Dachsteingebiet. 2. Lief. Wien 1893. S. 50.

zur Bezeichnung eines Gipfels, als auch eines ganzen, entsprechend gestalteten Gebirges (siehe S. 186).

Von der Lage des Hochgebirgsspitzes gilt dasselbe, was von der Mittelgebirgskuppe gesagt ist, er liegt entweder auf einem Kamme oder krönt einen Kammknoten. Seine Gestalt ist dabei äußerst wechselnd. Oft ragt er, allmählich steiler und steiler werdend, als echter Spitz auf.

Diese Bezeichnung kehrt im Französischen als Pic, Pique, Piquette, Tuc, Tuquette und Truc wieder, welch letztere Bezeichnung allerdings selbst auf die Dünen der Landes angewendet wird. Im Spanischen hat man entsprechend Pico, Picacho, im Italienischen und Romanischen Pico, Pizzo, Pigno, ferner Punta. Erscheint der Gipfel oben leicht abgestutzt, so wendet man auf ihn am passendsten die Bezeichnung Horn (franz. Corne, ital. Corno) an, welche Benennung allerdings in der deutschen Schweiz an Stelle des in Tirol gebräuchlichen Spitz tritt, und im Wallis als Uebertragung ins Französische das Wort Zahn: Dent hat. Sehr scharf zulaufende Spitzen der Mont-Blanc-Gegend haben den Namen Nadeln: Aiguilles erhalten. Weniger steil ansteigende Spitzen heißen in den Tiroler Gneisalpen Kogel, pyramidenähnliche in den französischen Alpen und Pyrenäen Caire, Queyre, Esquerra, Quairrat, entsprechend dem spanischen Esquerra, jähe isolierte Aufragungen im Salzkammergut Zinken, in den Dolomiten Croda, in den Westalpen Bric, Brec, Bec, für turmähnliche Erhebungen ist die Benennung Turm (Tamischbachturm), Tour (Tour de Marboré), Torre (Cinque Torri) und in Nordamerika Tower. Doppelspitzen heißen selten Gabel (Algäu), abgestumpfte hingegen Platte. Ist das Wort Spitz oder Horn sowohl für jähe Kammaufragungen als auch für Gipfel auf Kammknoten in Gebrauch, so beschränken sich die Ausdrücke Stock in der Schweiz und Kofel in den Südalpen auf die letzteren Erhebungen, und zwar namentlich solche isolierter Art.

Weitere Bergbezeichnungen knüpfen an die Beschaffenheit des Berges an: Schrofen und Tauern, vor allem das in der Schweiz gebräuchliche Fluh bezeichnen felsige Hochgipfel, ebenso wie Peña, Peñon, Peñol, Peñasco im Spanischen, Pène in den französischen Pyrenäen und Sasso im Italienischen. Felsen und Lei beziehen sich hingegen meist auf niedrige felsige Aufragungen. Matte, Alpe und Wasen (Wasgau) sind beraste Berge, daher meist, wenn auch mit Ausnahmen, dem Mittelgebirgstypus angehörig, dasselbe gilt von den bewaldeten Gipfeln: Wald, Brand. Manche Gipfel werden kurzhin als Gipfel, ital. Cima, Cimon, Vetta, franz. Snom (Sommet) bezeichnet, andere als Eck oder Egg; ungemein verbreitet ist die gleichgültige Benennung Berg, Mont, Monte, Mount, Mountain, sanfte Anschwellungen

heißen öfters Höhe, selbst Ort, und wie das Wort Berg manchmal zur Benennung von Pässen wegen „bergigter Straße“ verwendet wird, so wird umgekehrt die Bezeichnung Joch von den Pässen gelegentlich auf Gipfel übertragen (beiderseits des unteren Innthales und Südtirol), in gleichem Sinne erklärt sich die Benennung Sattel etc. Das in Obersteiermark gebräuchliche Feld (Sparafeld etc.) bezieht sich hingegen auf feldlose, felsige Gipfel und entspricht wahrscheinlich dem Nordischen Fjeld.

Die vorstehenden Zusammenstellungen einzelner Bergbezeichnungen, welche auf Vollständigkeit keinen Anspruch erheben. sollen lediglich eine Vorstellung von dem Reichtum der Sprache auf diesem Gebiete geben und das Verständnis mancher in die Schriftsprache nicht übergegangener Benennungen erleichtern. Keineswegs sollen sie dazu dienen, um etwa eine Nomenklatur der Gipfelwelt einzuführen; diese ist durch die Bevölkerung in mehr oder minder glücklicher Weise längst festgestellt und sie möchte auch thunlichst gewahrt bleiben. Versuche, einen Spitz Horn zu nennen, weil diese Bezeichnung treffender wäre, haben nicht den mindesten Wert; denn die Gipfelbenennung kann nie die Gipfelbeschreibung ersetzen. Wünschenswert wäre nur. wenn dort, wo in neuerschlossenen Ländern erst eine Gebirgsbenennung eintritt, vom Reichtume der Sprache eine etwas bessere Anwendung gemacht würde [1].

In der Gestaltung der Hochgebirgsspitzen machen sich alle die Elemente, welche die Form des Hochgebirges beeinflussen, in mannigfachster Weise geltend. Vor allem entwickeln sich am Abfalle scharfe Rippen, Grate, welche dem Gipfel vielfach das Aussehen von Pyramiden gewähren. Zwischen diesen Rippen erstrecken sich bald

---

[1]) Ueber die Fülle von deutschen Bergbezeichnungen vergl. Joh. Jak. Scheuchzers Natur-Historie des Schweizerlandes. 2. Aufl. Zürich 1752. S. 910: von den vielfaltigen Benennungen der Schweitzerischen Bergen und dero Abteilungen. — Felbinger, Die deutschen Bergnamen in den Ostalpen. XVII. Ber. d. Vereins d. Geogr. Wien. 1892. S. 30. — A. v. Humboldt (Ansichten der Natur. Anmerkung zum Aufsatze: Das nächtliche Tierleben im Urwald) rühmt den Reichtum spanischer Bergbezeichnungen. — Mit französischen Bergnamen beschäftigen sich de Rochas, Revue de Géographie 1879 und Elisée Reclus, La Terre (V[me] éd. I. p. 147). — Vergl. ferner Whitney, Names and Places. Cambridge Mass. 1888. p. 83—128. — v. Hohenbühel, Die italienischen Volksnamen der Bodengestalten in Tirol. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. 1885. S. 177. — Beneš, Die gebräuchlichsten Bergbezeichnungen im Čechoslovakischen. XV. Ber. d. Vereins d. Geographen. Wien. 1889. S. 48.

ziemlich prall verlaufende Flächen, bald seichte, bald tiefe, zu gewaltigen Thalschlüssen sich erweiternde Einsenkungen. Die Rippen selbst streben bald ununterbrochen zum Hauptgipfel an, bald sind sie gesägt oder in Zinnen aufgelöst, welche als Nebengipfel den Hauptgipfel umragen, bald endlich tragen sie in einzeln aufwachsenden Spitzen zweiter Ordnung die Haupterhebung selbst. Je nach Schichtbau oder Klüftung fallen die Spitzen bald ununterbrochen in gewaltigen Mauern ab, bald sind sie von Bändern umgürtet, die zwischen den Rippen als Bergnasen hervortreten, eine „Heufeimenstruktur“ bildend und im kleinen in Erker und Gesimse zerfallend, bald stufen sie sich treppenförmig ab, bald endlich ist der Abfall stark gerippt[1]).

Wie maßgebend aber auch der Gesteinscharakter für das Zustandekommen jedwelcher Hochgebirgsform ist, so läßt sich doch nicht behaupten, „daß gewisse Formen an ganz bestimmte Felsarten gebunden seien. Turmförmige Gestalten kommen in ähnlicher Weise wie beim Alpengranit auch beim Amphibolit, Hochgebirgskalk, Dolomit vor. So ist ein treppenförmiger Aufbau mit Steilabsturz auf der einen, Abdachung auf der andern Seite ebenso für die Kalkalpen, wie für Nagelfluhgebiete oder für nicht stark geneigte Gneisgebiete charakteristisch. Umgekehrt treten verschiedene Formen bei gleicher Felsart auf, wie denn der Granit z. B. sehr rundliche Formen (in den deutschen Mittelgebirgen) und in den Alpen wilde Köpfe, Zacken und Nadeln zu bilden vermag, wo Höhenlage und steile Schichtenstellung die Verwitterung begünstigen. Was die Schichtung anlangt, so nimmt man mit Recht an, daß steile Schichtenstellung kühn zugeschnittene Formen erzeuge, doch ist auch das Matterhorn bei wenig geneigten Schichten

---

[1]) Die hier befolgte Einteilung der Gehängeformen rührt im wesentlichen von A. Baltzer (Der Glärnisch, Zürich 1873. S. 9—17) her. Mit der Entstehung der Bergformen beschäftigt sich A. Heim, Verwitterungsformen der Berge. Neujahrsbl. naturf. Gesellsch. LXXVI. Zürich 1874. Den Formenreichtum eines Gebirgsstockes bringt anschaulich F. Simony (Das Dachsteingebiet. Wien 1889 bis 1893) zur Darstellung.

eine solche. Trotzdem bemerkt man im allgemeinen, daß bei gleicher Tektonik in einem beschränkten Gebiet eine merkliche Aehnlichkeit in den Formen auftritt“ [1]).

Lange Zeit hat man geglaubt, daß bestimmte Gesteine stets gewisse Bergformen bildeten. L. v. Buch [2]) glaubte, daß der Granit und Gneis allenthalben mit rundlichen Berggestalten aufträten, Humboldt [3]) meinte, daß unter allen Zonen dieselben Gebirgsarten Felsgruppen von einerlei Physiognomie bildeten; auch A. Boué [4]) war der Meinung, daß gewisse äußere Formen im kleinen so wie im großen gewissen Felsarten und gewissen Gebirgsarten eigen seien. Aber seine auf große Litteraturkenntnis gestützten Zusammenstellungen vergewissern darüber keineswegs. Das wirkliche Verhältnis schildern in vorzüglicher Weise die obigen Worte Baltzers. Eine Morphologie der Erdoberfläche kann unmöglich an bestimmte Gesteinsformen geknüpfte Gipfelformen ausscheiden, so wie es in Lehrbüchern der Geographie häufig versucht wird. Benennungen wie Granit-, Gneis-, Grauwacken- etc. Gebirge haben lediglich rein örtliche Bedeutung und können mit Erfolg nur zur Charakteristik einzelner, in einem bestimmten Gebirge sich hervorhebender Gipfelformen benutzt werden. So kann man wohl von Gneis- und Kalkalpen, nicht aber von Gneis- und Kalkgebirge sprechen, und muß sich dabei stets noch gewahr sein, daß die Gneis- und Kalkalpen je nach Schicht- und Kluftstellung einen sehr verschiedenen Charakter besitzen können. Jedweleher Versuch, physiognomisch gleichartige Gipfelformen in Gruppen zusammenzufassen, muß daher nicht bloß die Gesteinsbeschaffenheit, sondern auch die Gesteinslagerung entschieden berücksichtigen.

b) Die Pässe und Gehänge.

Die Gebirgspässe zeigen eine ähnliche Mannigfaltigkeit wie die Gebirgsgipfel. Ihre Natur wird im wesentlichen durch den Grad der Einsenkung bestimmt.

---

[1]) Baltzer, Das Aarmassiv. 24. Lief. der Beitr. z. geolog. Karte der Schweiz. Bern 1888. S. 4.

[2]) Ueber Granit und Gneuss, vorzüglich in Hinsicht der äußeren Form, mit welcher diese Gebirgsarten auf der Erdoberfläche erscheinen. Abhdlg. kgl. Akad. Berlin. 1842 (1844). S. 57—77. — L. v. Buchs Schriften. IV. S. 717.

[3]) Ansichten der Natur. II. Stuttgart 1860. S. 13.

[4]) Einige Bemerkungen über die Physiognomik der Gebirgsketten, der Gebirge, der Berge, der Hügel, der Thäler, der Ebenen, sowie der verschiedenen Felsarten. Sitzber. d. k. Akad. Wien. Math.-naturw. Kl. L. 1865. S. 50—76.

welche sie im Kamme bewirken. Von der kleinsten Einkerbung gibt es da ebenso zahllose Uebergänge bis zum tiefen Einschnitt, wie zwischen einer einzelnen Gipfelzinne und dem gewaltigen Bergstock. Im allgemeinen wird aber die Bezeichnung Gebirgspaß auf jene Oeffnungen beschränkt, welche zwischen zwei entgegengesetzten Thalschlüssen liegen, also in das Hintergehänge zweier Gegenthäler eingesenkt sind und mächtige Gipfelaufragungen voneinander trennen, die ihrerseits durch Pässe zweiter oder höherer Ordnung in einzelne Zinnen oder Zacken aufgelöst sein mögen.

Eine Klassifikation der Pässe lehnt sich am zweckmäßigsten an die Beschaffenheit der Paßhöhe an. Besitzt dieselbe im Hochgebirge die Charaktere des Grates, d. h. steigt man steil empor, um eine schmale, gelegentlich zugeschärfte Höhe zu erreichen, von welcher es dann auf der andern Seite wieder steil herabgeht, so hat man eine Scharte, Schartenpaß[1]) genannt, vor sich. Von einem Joche oder Wallpaß[1]) spricht man dort, wo die Paßhöhe von ebener Beschaffenheit ist und sich zwischen zwei parallel streichenden Gehängen erstreckt. Ein mehr oder weniger steiler Anstieg führt auf die gewöhnlich etwas gestreckte Paßhöhe herauf, von welcher man dann wiederum mehr oder weniger steil herabsteigt. Im Mittelgebirge mit seinen sanft gerundeten Rücken ist der Gegensatz zwischen Scharte und Joch verwischt, man hat es hier mit einfachen Einsattelungen des Kammes, mit gewöhnlichen Sätteln oder Sattelpässen zu thun. Scharten, Jöcher und Sättel führen stets über den Gebirgskamm hinweg, sie können insgesamt als Paßübergänge[2]) oder Kammpässe[3]) jenen Pässen gegenübergestellt werden, welche sich am Orte von Thalwasserscheiden finden und gestatten, von einem Thale in ein

[1]) v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 703—705.

[2]) Penck, Großbritanniens Oberfläche. Deutsche Geographische Blätter. VI. 1883. S. 289 (292).

[3]) v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 703—705.

anderes zu gelangen, ohne dabei einen Kamm zu überschreiten. Es sind dies die Paßdurchgänge[1]) oder Thalpässe[2]), welche sich an Thäler knüpfen, die in gleichem Niveau gegeneinander geöffnet sind. Oeffnen sich hingegen zwei Thäler in verschiedenen Höhen gegeneinander, so hat man Pässe, die auf der einen Seite als Wallpässe, auf der anderen als Thalpässe erscheinen und die man als Stufenpässe bezeichnen könnte. Die Maloja, der Seefelder Paß, der Arlberg sind einschlägige Beispiele aus den Ostalpen; im deutschen Mittelgebirge heißen dieselben bezeichnend Steigen.

Die Sprache ist reich genug an Ausdrücken für Paßbezeichnungen, welche allerdings in sehr unbestimmter Weise gebraucht werden. Versteht man doch unter Paß schlechthin sowohl die eben geschilderten Gebirgspässe als auch die Engpässe in Thalengen, nämlich jede Stelle, welche den Weg zum Anstiege veranlaßt. In diesem Sinne werden Paß und Berg gelegentlich identifiziert. Wie schon erwähnt, führen manche Pässe, und zwar meist Wallpässe, den Namen Berg oder auch Bichl (Hirschbichl) oder kurzhin Höhe (Turracher Höhe), und so mag sich wohl erklären, warum Tauern sowohl als Gipfel, wie auch als Paßbezeichnung vorkommt. Die „Tauern“ in den Hohen Tauern sind größtenteils felsige Scharten. Die Ausdrücke Gscheid und Gatterl in Obersteiermark erinnern wohl an den Umstand, daß öfters Grenzen über die Gebirgspässe laufen. Pforte, Thor und Thörl, sowie Lucke und Lücke bezeichnen meist enge Gebirgspässe; in Steiermark allerdings gilt dies von Thörl nicht. Auch Eck dient als Paßbezeichnung. Col übersetzt das deutsche „Joch“ am besten ins Französische. In den Pyrenäen spricht man von Fourche, Hourque, Hourquette, entsprechend dem italienischen Forcella (Gabelchen), dem Forche, Furche, Forcole etc. im Romanischen und der Furggl in Südtirol. Giogo (ital.) ist wörtlich Joch, Sella ist Sattel. Der Port der Pyrenäen entspricht dem Thörl, die Brèche der Lucke in den Ostalpen. Das spanische Paso entspricht genau dem deutschen Paß, Cuesta heißen gelegentlich Pässe nach ihrem steilen Anstieg, Páramo ist jede öde, waldlose Hochfläche, daher sowohl ein Paß, als auch ein Gipfel. Puerto entspricht dem deutschen Pforte, Portillo, Boquete in Chile und Atravieso sind Engpässe, Portezuelo oder Portachuelo bezeichnen Wasserscheiden. In Nordengland sind neben Paß auch Dore (Thor), Sty (Stiege), Hause oder Haws (Hals), sowie Slack (Senke) in Gebrauch, in Nordamerika be-

[1]) u. [2]) Siehe Anmerk. 2 u. 3 auf S. 159.

zeichnen Notch (Kerbe, Einschnitt), Hollow (Hohlweg) und Gap (Lücke, Loch) Pässe, Windgap ist ein Uebergang; Watergap ein Durchbruch. In Irland heißen die Gebirgspässe Maum.

Die Gehänge eines Thallandes kann man als Thalgehänge auffassen, welche sich nach oben entweder in einer Kante (Hochgebirge) treffen oder in einem Gewölbe miteinander verwachsen (Mittelgebirge). Alle die Erscheinungen, welche für Thalgehänge charakteristisch sind, werden daher auch für die Gebirgsgehänge bezeichnend. Letztere zeigen Leisten, welche von allmählichem Einschneiden der Thäler zeugen, und besitzen Bänder, die sich an sehr widerstandsfähige Gesteine knüpfen, sie werden in der Vertikalen durch Schluchten und andere Wassereinrisse gegliedert. Dazu gesellen sich in vielen Mittel- und Hochgebirgen eigentümliche nischenähnliche Geländeformen, nämlich Kare, welche in der Regel an ihrem Boden Wannen bergen. Dieselben sind beschränkt auf vergletschert gewesene Gebirge und werden S. 305 näher gewürdigt werden.

Von verschiedenen Seiten sind Versuche gemacht worden, die Gebirgsgehänge nach ihrer Steilheit einzuteilen. v. Sonklar[1]) bezeichnet als

Lehne	ein	Gehänge	mit	einer	Neigung	von	0—15°,
Hang	"	"	"	"	"	"	15—20°,
Absturz	"	"	"	"	"	"	25—45°,
Wand	"	"	"	"	"	"	45—90°,

und die offizielle preußische Terrainlehre nennt ein Gehänge flach oder sanft bei 0—5°, mittel bei 5—15°, steil bei 15—25°, abschüssig bei 25—40°, jäh und schroff bei 25—40° Neigung[2]). Weitere Versuche bieten die zahlreichen militärischen Terrainlehren.

c) Die Konstanz der Gipfelhöhen.

Bei aller Verschiedenartigkeit ihrer Gestalt sind die Gipfel von Hoch- und Mittelgebirgsländern in ihrem Auftreten doch von einer gewissen Regel beherrscht, welche

---

[1]) Allgemeine Orographie. Wien 1873. S. 64.

[2]) Leitfaden für den Unterricht in der Terrainlehre an den königlichen Kriegsschulen. 5. Aufl. Berlin 1886. S. 4—5.

darin besteht, daß benachbarte Gipfel fast durchweg nahezu gleich hoch sind, und daß die höchsten Gipfel nahezu in ein und derselben Ebene gelegen sind. Die erste Regel ist wohl bekannt. Ist es doch häufig erst durch sehr feine Messungen festgestellt worden, welcher von benachbarten Gipfeln die höchste Erhebung besitzt, sind doch nicht selten, und zwar noch in jüngster Zeit, die angeblich höchsten Gipfel irgend eines Gebirgsteiles in ihrem Range durch andere verdrängt worden. Wurde doch, um nur ein Beispiel zu nennen, erst 1862 durch Tuckett erwiesen, daß der höchste Gipfel des Delphinats nicht der Pelvoux (3954 m), sondern die Barre des Écrins (4103 m) ist[1]. Die andere Regel ist gleichfalls längst bekannt. Targioni[2] sprach sie zunächst nur für Hügelländer, und zwar im Gegensatze zu den Bergländern aus. Später machten Ramsay[3], Archibald Geikie[4] und Helland[5] auf die Gleichmäßigkeit der Gipfelhöhen in den Grundschollengebirgen Nordeuropas aufmerksam, und Topley[6] konstatierte dieselbe Regel für die Deckschollenlandschaften Englands, E. v. Mojsisovics[7] ferner für das Faltungsgebirge der Alpen, nachdem sie von Whitney[8] bereits in der Sierra Nevada Californiens bemerkt worden war.

In der That ist überraschend, daß die höchsten Gipfel sich immer annähernd gleiches Niveau halten, wie auch der Gebirgsbau sein möge. Die höchsten Zinnen der nördlichen Kalkalpen,

---

[1] Vergl. K. Schulz, Die Erschließung der Dauphiné-Alpen. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins 1881. S. 327.

[2] Voyage minéralogique etc. en Toscane. Paris 1792. p. 29.

[3] On the Denudation of South Wales. Mem. geolog. Survey of Great Britain. I. 1846. p. 328.

[4] The Scenery of Scotland. 2nd ed. 1865. p. 105.

[5] Om fjeldenes höider og om Norges overflades beskaffenhed. Kristiania Turistforeningens årbog. 1880. — Om Færöernes Geologi. Geogr. Tidskrift. Kopenhagen. 1881. p. 23.

[6] The Geology of the Weald. Mem. geolog. Survey. London. 1875. p. 286.

[7] Die Dolomitriffe von Südtirol. Wien 1879. S. 109.

[8] The auriferous gravels of the Sierra Nevada of California. Mem. Mus. Comp. Zoology. Cambridge Mass. 1879. VI. p. 28.

die Seesaplana (2986 m), die Parseyerspitze (3038 m), die Zugspitze (2968 m), der Hochkönig (2938 m) und der Dachstein (2996 m) haben nur um 100 m voneinander abweichende Höhen (2938—3038m), obwohl sie aus sehr verschiedenen Gliedern der Schichtenfolge bestehen. Die höchsten Gipfel der zentralen Ostalpen, die Bernina (4052 m), der Ortler (3910 m), die Wildspitze (3779 m) und Weißkugel (3746 m) in den Oetzthaler Alpen, der Großglockner (3798 m) und der Venediger (3659 m) in den Hohen Tauern wiederholen dieselbe Regel, erreichen aber durchnittlich ein höheres Niveau als die ihnen vorgelagerten Gipfel der Kalkalpen. Im Süden endlich bleiben Presanella (3564 m), Adamello (3547 m) und Marmolada (3344 m) wiederum hinter den Gipfeln der Mittelkette zurück, zeigen aber gleichfalls geringen Höhenunterschied, trotzdem die letztere geologisch in weit höheres Niveau fällt als die beiden ersteren, denen man eine 2500 m mächtige Schichtfolge auflegen müßte, um das Niveau der Schichten des Marmolada-Gipfels zu erreichen [1]. In den einzelnen Gruppen zeigt sich Entsprechendes, die 6 höchsten Gipfel der Berninagruppe bewegen sich zwischen 3912 und 4052 m, die 6 der Oetzthaler Gruppe zwischen 3607 und 3779 m; die 10 höchsten Gipfel der Hohen Tauern zwischen 3500 und 3798 m, endlich die 5 höchsten Gipfel des südtiroler Hochlandes zwischen 3200 und 3344 m, während 21 andere sich zwischen 3000 und 3200 m bewegen.

Ueber die Ursache dieser merkwürdigen Erscheinung bemerkt E. v. Mojsisovics, daß zur Aufrechterhaltung des Gleichgewichtes des Gebirgsganzen ein gewisses Maß der Erhebung in den einzelnen Gebirgsteilen erfordert würde, infolge dessen der abtragenden und nivellierenden Thätigkeit der Denudation ein stetes Nachrücken und Emporpressen älterer Formationen entgegenwirken müßte. Ramsay, Geikie, Topley und Helland hingegen nehmen an, daß das Land, bevor es von Thälern durchfurcht wurde, abradiert worden ist. In der That ist sehr nahe liegend, im gleichmäßigen Gipfelniveau des Landes eine ursprüngliche Tafel- oder Rumpffläche angedeutet zu sehen. Zweifellos ist dies auch für viele Fälle die richtige Erklärung, finden sich doch gelegentlich auch anderweitige Anzeichen dafür, daß das Gebirgsland durch Umwandlung einer Ebene oder eines Gebirgsrumpfes entstand. In andern Fällen jedoch sprechen schwerwiegende Argumente dafür, daß das Gebirgsland nie eine ebene Oberfläche besessen haben kann, wie z. B. die stark gefalteten nördlichen Kalkalpen.

Indem die Regel der gleichen Gipfelhöhe auch die Gebiete beherrscht, welche durch unmittelbare Ausarbeitung der gewaltigsten und verworrensten Schichtstauchungen

---

[1]) Penck, Ueber Denudation der Erdoberfläche. Schriften d. Ver. zur Verbr. naturw. Kenntnisse. Wien. XXVII. 1886/87. S. 431.

hervorgingen, wie z. B. den Finsteraarhornstock, sowie die durch reinste Entwickelung der tektonischen Thäler ausgezeichneten Rostgebirge, wird angezeigt, daß sich unter dem direkten Zusammenwirken von Erosion und Denudation die gedachte Gleichmäßigkeit der Gipfelhöhen zu entwickeln vermag. Es muß dies so sein, denn wenn in ein beliebig gestaltetes Land Thäler einschneiden und die entstehenden Gehänge eine fortdauernde Abspülung erfahren, so können seine Kämme nicht die Höhenverhältnisse der ursprünglichen Scheidelinien bewahren, sondern auch sie werden im Hochgebirge namentlich durch Abbruch, im Mittelgebirge vor allem durch den Wind stetig erniedrigt, welcher ihre Verwitterungsprodukte verweht. Beide Prozesse entwickeln sich um so kräftiger, je höher die Wasserscheide an einem bestimmten Punkte gelegen ist. Je mehr ein Gipfel des Hochgebirges seine Nachbarn überragt, desto größer pflegt auch seine relative Höhe zu sein, desto intensiver ist die Abspülung an seinem Gehänge, desto rascher schreitet der Abbruch des entstandenen Grates fort, desto mehr verliert derselbe an Höhe. Je mehr ferner ein Mittelgebirgsrücken seine Umgebung überragt, desto mehr nagt der Witterungswechsel an seiner Auflösung, desto heftigere Winde wehen über ihn hinweg. Bei gleicher Widerstandsfähigkeit seines Materials wird der höhere Gipfel stets rascher erniedrigt als der niedrigere, so daß beide nach einer gewissen Zeit auf gleiches Niveau abgetragen sind. Sind zwei Gipfel ungleich widerstandsfähig, so wird der aus dem festeren Gesteine bestehende allmählich über den leichter zerstörbaren aufwachsen. Je länger ein Gebirgsland der Denudation ausgesetzt ist, desto mehr verlieren sich in den Höhenverhältnissen seiner Gipfel die Andeutungen ursprünglicher Unebenheiten, bis schließlich die Gipfelhöhen ausschließlich durch den Gesteinscharakter bestimmt werden, indem die widerstandsfähigsten Gesteine die höchsten Gipfel bilden.

Die Erkenntnis dieser letzteren Thatsache gehört zu den ältesten Errungenschaften der Gebirgsforschung. Sie findet sich

bereits bei G. A. Werner angedeutet[1]) und wurde schon 1802 von Playfair[2]) und Montlosier[3]) klar ausgesprochen. Seither hat sie sich immer wieder von neuem aufgedrängt, „keine Schicht, wenn sie nicht durch Darüberlagerung einer andern solideren Bank geschützt ist, reicht über ein bestimmtes Niveau, das man ihr Normalniveau nennen könnte, hinauf[4]).“ So kann man mit M. Neumayr die Regel über die Beziehung zwischen Gesteinsbeschaffenheit und Gipfelhöhen und zwar nicht bloß für flache Schichtlagerung, sondern ganz allgemein formulieren. Das gleichmäßige Niveau, in welches die Gipfel eines Gebirgslandes aufragen, kann als das Normalniveau der widerstandsfähigsten Gesteine betrachtet werden. Es bezeichnet jenes Niveau, über welches hinaus selbst die festesten Gesteine den Angriffen der Denudation erlegen sind, und wurde daher (vergl. Bd. I. S. 365) oberes Denudationsniveau genannt[5]).

d) Die Entstehung der Hoch- und Mittelgebirgsformen.

Die Denudation findet in ihrer gehängegestaltenden Wirksamkeit in Abspülgebieten nach unten eine Grenze in den Thalsohlen, unter welche sie das Land nie abzutragen vermag. Das Niveau der Thalsohlen wurde daher als unteres Denudationsniveau bezeichnet. Zwischen demselben und dem durch die Gipfel festgelegten oberen Denudationsniveau bewegt sich die gesamte Landoberfläche, und der Abstand beider ist für die Ausarbeitung der letzteren von höchster Bedeutung. Denn je weiter beide Niveaus voneinander entfernt sind, desto intensiver kann sich die Gehängezerstörung entfalten, die die Form des Thallandes bedingt.

An hohen Gehängen ist die Abspülung weit wirkungsvoller als an niedrigen, denn das an ihnen herabrinnende Wasser vermag eine weit größere Arbeit zu verrichten. Es schafft den Schutt weg, schneidet als Wildbäche Schluchten ein, welche sich durch Einbrucherscheinungen

---

[1]) Ueber das Vorkommen des Basaltes auf Kuppen vorzüglich hoher Berge. Köhlers Bergm. Journal. 1789. I. S. 352.

[2]) Illustrations of the Huttonian Theory. § 109.

[3]) Essai sur la théorie des volcans d'Auvergne. (Anonym.) Paris 1802. Cap. VIII.

[4]) Ueber den geologischen Bau der Insel Kos. Denkschr. k. Akad. Wien. Math.-naturw. Klasse. XL. 1880. Anmerk. S. 229.

[5]) Penck, Ueber Denudation der Erdoberfläche. Schriften d. Ver. zur Verbr. naturw. Kenntnisse. Wien. XXVII. 1886/87. S. 431.

rückwärts verlängern und große Sammelbecken ausarbeiten. Indem letztere sich mehr und mehr in die Gehänge hineindrängen, legen sie immer ausgedehntere Felswände bloß, die schließlich sich in scharfen Kanten gegenseitig verschneiden und durch steten, vielfach durch Lawinen begünstigten Abbruch nackt und frisch erhalten werden. Alle diese Vorgänge werden beschleunigt, wenn sich die Gebirge bis über die Schneegrenze erheben und sich in ihren Gehängefalten Gletscher entwickeln wie S. 305 gezeigt wird. Ganz anders dort, wo die Thäler wenig tief einschneiden. Die an ihren Gehängen herabrieselnden Wasser bilden bloße Rinnen, die sich an flach muldenförmige Sammelbecken anschließen. In letzteren findet keine Untergrabung statt, keine Felsennische entsteht im Gehänge, dasselbe bleibt mit Erde überdeckt, während es im Hochgebirge durch ständige Abbröckelung nackt erhalten wird. Dort also, wo tiefe Thäler vorhanden sind, wo die Gehänge stets von Schutt gesäubert und untergraben werden, da entwickeln sich die für das Hochgebirge charakteristischen zugeschärften Scheiden; dem entspricht, daß das Hochgebirgsland größere Höhenunterschiede, also einen größeren Abstand seiner Denudationsniveaus, aufweist, als das sanftrückige Mittelgebirgsland. Das ist eine auf mitteleuropäischem Boden wohlbekannte Thatsache. Die deutschen Mittelgebirge zeigen geringere relative Höhen, als das Hochgebirge der Alpen, und wo diese im Osten in den norischen Alpen nach und nach an relativer Erhebung verlieren, dort ändert sich ihr Charakter, sie nehmen den Typus des Mittelgebirges an. Ein mittlerer Höhenunterschied von etwa 1000 m bezeichnet im mittleren Europa die Grenze von Hoch- und Mittelgebirgsentwickelung. In sehr niederschlagsreichen Gebieten muß dieser Wert etwas geringer sein, und in der That stellen sich an den Westgestaden Europas bereits Hochgebirgsformen (auf Skye) bei Höhenunterschieden von 800 m ein. In den Gebieten geringen Niederschlags muß der Wert größer sein; es zeigen die Kämme des Zagrosgebirges und die Ranges des Great Basin trotz beträchtlicher relativer Erhebung lediglich Mittelgebirgsformen.

Die Grenze zwischen Hoch- und Mittelgebirgsentwickelung ist durch einen bestimmten Höhenunterschied gegeben, dessen Größe bedingt, warum die Hochgebirgsformen auch absolut höher ansteigen, als die Mittelgebirgsformen. Für bestimmte enger begrenzte Gebiete mit gleichem unterem Denudationsniveau, also gleicher Sockelhöhe, kann es daher wohl eine absolute Höhenziffer geben, welche die Grenze zwischen Hoch- und Mittelgebirgsentwickelung bezeichnet; für größere Areale, für die ganze Landoberfläche gibt es eine solche absolute Grenze nicht, und wenn man bislang ganz allgemein Mittelgebirge und Hochgebirge durch das Niveau von etwa 1500 m voneinander sonderte, so hatte man damit speziell Mitteleuropa im Auge mit einem Sockel des Hochgebirges von 500 m. Da es im wesentlichen der Abstand der Denudationsniveaus ist, welcher die Form des Gebirgslandes bestimmt, so muß jede Aenderung desselben eine solche des Gebirgscharakters nach sich ziehen. Nun ist aber die Lage beider Denudationsniveaus durch sehr verschiedene Prozesse bedingt. Das untere Denudationsniveau wird durch die Entwässerungsadern des Landes festgelegt, seine Lage wird durch einen jeden Eingriff in die Entwickelung des Flußnetzes, welcher auch außerhalb des Gebirgslandes erfolgen kann, verändert und kann sich bei vollkommen fester Lage des Landes heben oder senken. Das obere Denudationsniveau aber ist, solange das Land keine Krustenbewegung erleidet, in stetiger Senkung begriffen. Beide Niveaus können sich daher nähern oder voneinander entfernen. Nähern sich die Denudationsniveaus eines Hochgebirgslandes, so geht dies allmählich in ein Mittelgebirgsland über; dies kann erfolgen, indem das untere Denudationsniveau ansteigt, also bei Thalzuschüttung, oder indem das obere sich rascher senkt als das untere. Da nun das letztere sich nie unter das Meeresniveau herabzusenken vermag, so muß bei normaler Entwickelung, nämlich einer Senkung beider Niveaus, sich schließlich stets eine Annäherung derselben ergeben, und das Schicksal eines jeden konstant erodierten und denudierten Hochgebirgslandes ist, in ein Mittel-

gebirgsland überzugehen. Dies geschieht dadurch, daß seine Grate durch fortgesetzten Abbruch allmählich erniedrigt und schließlich durch die in allen Höhen beträchtlichen Wirkungen des Windes abgestutzt, also in Rücken verwandelt werden. So entstehen die durch Verwitterung konvexen Wasserscheiden Philippsons[1]. Umgekehrt kann ein Mittelgebirgsland auch in ein Hochgebirgsland verwandelt werden, wenn sich das untere Denudationsniveau rascher als das obere senkt, vorausgesetzt, daß der Abstand beider Niveaus groß genug werden kann, was nur dann möglich ist, wenn das obere von beiden eine bestimmte Minimalhöhe besitzt. Nicht jedes Mittelgebirgsland kann daher in ein Hochgebirgsland verwandelt werden; nur die hoch gelegenen können diese Umgestaltung erfahren.

Kompliziert werden diese Veränderungen durch Krustenbewegungen. Senkt sich ein Land, so senken sich auch seine Denudationsniveaus, was schließlich, da die Senkung des unteren begrenzt ist, eine Annäherung derselben zur Folge hat; hebt es sich hingegen, so können diese Niveaus unverändert bleiben, wenn Thalvertiefung und Gipfelabtragung der Hebung Schritt halten, wozu im allgemeinen viel geringere Massen durch Erosion und Denudation fortzuschaffen sind, als durch die Krustenbewegung gehoben wurden. Denn während das Gebirge in seiner gesamten Fläche gehoben wird, braucht es nur an seinen Kämmen und in seinen Thälern, also längs gewisser Linien, abgetragen zu werden, um den Abstand seines Denudationsniveaus beizubehalten. Freilich werden wohl selten Thalvertiefung und Gipfelabtragung genau der Hebung Schritt halten, also vollkommen gleich rasch geschehen. Am ehesten ist dies noch im Hochgebirge möglich, dessen scharfe Firste rasch erniedrigt werden können, wogegen die Abtragung der sanft gewölbten Rücken des Mittelgebirges wohl langsamer erfolgt, als die Thalvertiefung geschieht. Während sein unteres Denudationsniveau viel-

---

[1] Studien über Wasserscheiden. Mitt. Ver. f. Erdk. Leipzig. 1885. S. 241 (317).

leicht durch die Hebung unbeeinflußt bleibt, wird sein oberes meist emporgeschoben, so daß also der Abstand beider Niveaus im Mittelgebirgslande sich bei Hebungen des letzteren so weit vergrößern kann, bis dadurch die Bildung von Hochgebirgsformen ermöglicht wird. Durch Hebung kann die Verwandlung eines Mittelgebirgslandes in ein Hochgebirgsland verursacht werden. Wird hierzu genommen, daß alle Hochgebirgsländer im Laufe der Zeiten in Mittelgebirgsländer verwandelt werden, so ergibt sich, daß die auf der Landoberfläche vorhandenen Hochgebirge gegenüber den gleich hohen Mittelgebirgen jugendliche Gebilde darstellen, deren Thalbildung oder Erhebung erst spät begonnen hat.

Der Unterschied von Hoch- und Mittelgebirgsländern ist im vorstehenden als ein solcher der Form festgestellt worden, indem als Hochgebirge die Gelände mit zugeschärften, als Mittelgebirge solche mit gewölbten Wasserscheiden bezeichnet wurden, und hieraus hat sich notwendigerweise auch eine Verschiedenheit in den Erhebungsverhältnissen ergeben. Diese Auffassung hat sich aus der ursprünglichen Anwendung der Begriffe Hoch- und Mittelgebirge schon frühzeitig entwickelt. Sondert Varenius[1]) die Gebirge lediglich nach ihrer Erhebung in hohe, mittlere und niedere, so trennt schon Bourguet die bewaldeten Montagnes médiocrement élevées von den wasserreichen, nackten höheren Gebirgen[2]), und Sulzer unterscheidet kleine, in Deutschland herrschende Gebirge, mit breiten, waldbedeckten, wasserarmen Gipfelflächen, und die hohen Gebirge der Schweiz, welche in Bergpyramiden aufragen, von Felsen und Abgründen durchsetzt werden und sehr wasserreich sind[3]). Er erkennt als Ursache dieser steilen Formen bereits die Abbröckelung des Gesteins. Dabei legt er seiner Charakteristik beider Gebirgstypen die wahrhaft klassischen Worte zu Grunde, mit welchen Albrecht Haller[4]) den Schweizer Jura und die Alpen schildert. Diese beiden Gebirge lieferten also die unterscheidenden Merkmale der Gebirge von mittlerer Höhe (modica

---

[1]) Geographia Generalis. Cap. VIII. Prop. IV.

[2]) Lettres philosophiques sur la formation des sels et des cristaux. Amsterdam 1729. p. 198.

[3]) Untersuchungen von dem Ursprung der Gebirge und anderer damit verknüpfter Dinge. Zürich 1746. — Recherches sur l'origine des montagnes. Bibliothèque impartiale. Jan. Fév. 1750. p. 244.

[4]) Enumeratio methodica Stirpium Helvetiae indigenarum. Gottingae 1742. p. 1.

altitudine) und der höheren Gebirge, es erscheint das Hauptgewicht auf die Form gelegt. Erst später wurde eine absolute Höhengrenze zwischen Hoch- und Mittelgebirge festzustellen versucht [1], welche z. B. Karl Ritter bei 6000 Fuß annahm, indem er einzelne Erhebungen bis 2000 Fuß Höhe als Hügel, von da bis an 4000 Fuß als niedrige, von 4000—6000 als mittelhohe Gebirge, von 6—10000 Fuß als Alpengebirge und darüber als Riesengebirge bezeichnete [2]. Während aber Ritter mit Recht äußerte, daß es auf eine haarscharfe Bezeichnung dieser untergeordneten Größen nicht viel ankommt, versuchte Strantz [3]) eine sehr subtile Unterscheidung derselben aufzustellen und Beziehungen zwischen absoluter Höhe, Breite etc. des Gebirges zu ermitteln. v. Martini gab eine gute morphographische Charakteristik des Hochgebirges [4], in welcher er namentlich auf die Gestaltung desselben Gewicht legte. Neuere Handbücher der Geographie beschränken sich meist darauf, eine absolute Höhengrenze zwischen dem Mittel- und Hochgebirge anzugeben, und zwar zu 5—6000 Fuß. In dieser Höhe beginnen in den Alpen, wie von Fr. Frech [5]) für die karnischen jüngst erwiesen, die Hochgebirgsformen.

4. Vertikale Gliederung und Umgestaltung der Thallandschaften.

a) Das geschlossene, geöffnete und durchgängige Gebirgsland.

Der mehr oder weniger große Zusammenhang der Kämme eines Gebirgslandes bedingt dessen vertikale Gliederung. Dieselbe wird im wesentlichen durch die Art der Thäler bewirkt. Jene Landschaft, in welcher lediglich geschlossene Thäler entgegentreten, hat fest miteinander verwachsene Rücken oder Grate, die ihrerseits in ihrer Anordnung die Verästelungen des Thalsystemes in entgegengesetzter Weise spiegeln und ebenso mitein-

---

[1]) Wie es scheint, zuerst von Ludwig Müller; dessen gegen Ende des vorigen Jahrhunderts erschienene Terrainlehre war unzugänglich.

[2]) Die Erdkunde. I. 1817. S. 73.

[3]) Ueber die dynamische Gestaltung des Hoch- und Tieflandes. Berghaus' Annalen. II. 1830. VI. 1832. S. 101.

[4]) Versuche einer Charakteristik der Hochgebirge. Hertha II. 1825. S. 20. Abgedr. aus der Oesterr. militär. Zeitschrift. 1821. S. 41.

[5]) Die Gebirgsformen im südwestlichen Kärnten und ihre Entstehung. Z. G. f. E. 1892. S. 349 (391).

ander zusammenhängen, wie sich die Thäler voneinander sondern. Die Verbindung zwischen zwei Thalsystemen ist immer nur über die Kämme hinweg möglich, unter Benutzung hochgelegener Uebergänge, nämlich von Scharten und Hochjöchern im Hochgebirgslande, von Hochsätteln im Mittelgebirgslande. Man hat ein geschlossenes Gebirgsland vor sich (Hohe Tauern, Thüringer Wald). Sind hingegen die Thäler eines Gebirgslandes gegeneinander theilweise geöffnet, so braucht man sich, um von einem Thalsysteme in das andere zu gelangen, nicht auf die Gebirgshöhe selbst zu erheben, sondern kann tiefe Einsenkungen der Kämme, Tiefjöcher und Tiefsättel benutzen, welche die Oeffnung der Thäler gegeneinander bewirken[1]) und welche den Uebergang zwischen den Erhebungen ermöglichen. Dieselben charakterisieren das geöffnete Gebirgsland (Spöl-Alpen, Hochschottland). Ein Gebirge ist um so mehr geöffnet, je weniger sich seine Pässe im Vergleiche zu seinen Gipfeln über die Thalsohle erheben; am vollständigsten ist jenes Gebirge geöffnet, dessen Thäler vollkommen geöffnet sind und in welchem sich zwischen den einzelnen Thalsystemen Paßdurchgänge, Thalpässe erstrecken, so daß ein Thalnetz entsteht. Dieser Zusammenhang der Thäler unter sich hebt jenen der Kämme auf, das Gebirgsland zerfällt in einzelne, getrennte Kammsysteme, zwischen welchen der Verkehr von Thal zu Thal keine Schwierigkeit findet und kein Hindernis zu überwältigen hat. Das Gebirgsland ist vollkommen durchgängig und in Einzelerhebungen aufgelöst. Sind dieselben von geringer Ausdehnung, so nennt man sie Berge, nämlich Gipfel, die sich durch einen deutlichen Fuß von ihrer Umgebung abheben, und das Gebirgsland eine ausgearbeitete Berggruppe. Neben den geschlossenen, geöffneten und durchgängigen Gebirgsländern gibt es durchbrochene Gebirgsländer, welche mit Durchbruchthälern ausgestattet

---

[1]) William Huber (Considérations générales sur les Alpes centrales. Bull. Soc. de géogr. (5). XI. 1866. p. 105, 134) hat diese Thatsache als ein besonderes Gesetz formuliert.

sind; die einzelnen, zwischen den Durchbrüchen gelegenen Abschnitte derselben können ihrerseits geschlossen (Transsylvanische Alpen, Ardennen), geöffnet oder durchgängig sein.

Die Gliederung bewirkt die Wegsamkeit namentlich des Hochgebirgslandes. Ein geschlossenes Hochgebirgsland pflegt Länder und Völker, vielfach auch Provinzen des Tier- und Pflanzenreiches zu trennen (Pyrenäen, Transsylvanische Alpen). Der trennende Charakter geht dem geöffneten und durchgängigen Hochgebirge öfters verloren, man sieht nicht selten Thalgaue sich über Thalpässe (Pusterthal) und niedere Wallpässe (Wippthal)[1] hinwegerstrecken, und ganze Länder knüpfen sich an Thalgebiete eines durchgängigen Gebirges (Tirol, Graubünden). Die Verschiedenheit des wasserscheidenden und durchbrochenen Hochgebirgslandes kommt hinsichtlich der Wegsamkeit wenig zur Geltung. Meist sind es enge Schluchten, in welchen die Flüsse das Hochgebirge durchbrechen, und solche Engpässe bieten dem Verkehre oft weit größere Schwierigkeiten, als hoch gelegene Uebergänge; sie pflegen gewöhnlich umgangen (was z. B. am Vulkanpasse mit dem Schyldurchbruche geschieht) und meist erst dann in Benutzung gezogen zu werden, wenn ausgezeichnete Weganlagen das Gebirge erschließen. Ganz anders liegen die Verhältnisse beim Mittelgebirge. Der Verkehr bewegt sich ursprünglich selten in den gelegentlich steilwandigen, oft gewundenen Thälern, sondern auf den langgedehnten, flachwelligen Rücken, namentlich wenn dieselben über die Baumgrenze aufragen (Bihar-Gebirge). Die tiefen Einsattelungen erhalten erst dann eine Bedeutung, wenn Wegbauten das Gebirge erschließen. Selbst die Durchbrüche im Mittelgebirge sind nicht selten erst spät als natürliche Wege in Benutzung gezogen; der Saumverkehr pflegte sie in der Regel zu umgehen. Sind aber die Rücken des Mittelgebirgslandes von vornherein wegsam und können seine Thäler unschwer dazu gemacht werden, so sind die Hochgebirgsgrate dauernd unwegsam und bleiben schwer zu überwältigende Verkehrshindernisse.

Geschlossene, geöffnete und durchgängige Gebirgsländer bezeichnen die einzelnen Stadien einer Entwickelungsreihe. Je mehr bei einer Senkung des unteren Denudationsniveaus die Thäler durch rückwärtige Erosion in eine Landschaft einschneiden, desto tiefer kommen in derselben ihre Wurzelpunkte zu liegen, desto leichtere Gelegenheit bietet sich dafür, daß Stück für Stück von

---

[1]) Penck, Der Brenner. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. 1888. S. 1.

ihrem Hintergehänge abbricht und abbröckelt. Es bilden sich zunächst Einschartungen zwischen zwei benachbarten Thalsystemen des Hochgebirges, die Scharte entwickelt sich zum Joche und kann schließlich so tief abgetragen werden, daß sie bei irgend einer Verlegung von Flußläufen überflossen und zu einem Thalpasse verwandelt wird, wie dies alles bereits (S. 107) auseinandergesetzt ist. Entsprechend ist die Umwandlung im Mittelgebirge; auch dieses durchläuft in seiner Fortentwickelung einzelne Stadien zwischen dem geschlossenen, dem geöffneten und durchgängigen Gebirgsgelände. Natürlich werden bei diesem Prozesse nicht alle zwischen zwei Thalschlüssen gelegene Kammpartieen notwendigerweise dieselbe Entwickelung gleichzeitig durchmachen müssen, die Umwandlung wird an der einen Stelle rascher, an der andern langsamer erfolgen, je nach den Widerstandsverhältnissen des Gesteins und nach der Intensität der Denudation. In letzterer Beziehung ist namentlich bei allen geschlossenen Gebirgen Gewicht darauf zu legen, daß deren Hauptkamm (siehe S. 108) nicht selten als Wetterscheide entwickelt ist, weswegen über ihn heftige Winde hinwegwehen und gerade an ihn beträchtliche Niederschläge anprallen. Die am Hauptscheidekamme gelegenen Einsattelungen erfahren dadurch oft lebhafte Abtragung und sie durchlaufen die einzelnen Stadien der Umwandlung sehr rasch.

b) Die ausgearbeitete Berggruppe.

Ausgearbeitete Berggruppen sind die letzten unebenen Entwickelungsstadien, in welche die fortschreitende Thalbildung ein Gelände verwandelt. Die Kämme zwischen den Thalschlüssen sind nahezu insgesamt gefallen, stehen geblieben sind nur ihre aus besonders widerstandsfähigem Materiale aufgebauten Partieen, nämlich bald rückenförmig gedehnte, bald kuppenähnlich ansteigende Berge, die in wechselnden Entfernungen, bald enger, bald weiter gedrängt, bald gesellig, bald fast sporadisch auftreten, in ihrer Verbreitung lediglich das widerstandsfähige Gestein, nicht mehr die Ausdehnung des

ursprünglichen Gebirgslandes bezeichnend. So sind die einzelnen Basaltkuppen Mitteldeutschlands, die sich im nördlichen Böhmen und in der Rhön in einzelne Gruppen ordnen, die spärlichen Ueberreste eines abgetragenen Gebirgslandes, welche sich an besonders mächtige Basaltentwickelung, und zwar sowohl an Eruptionsschlote als auch an verdickte Stromenden, knüpfen. Die einzelnen Berge ferner, welche aus dem mittelbelgischen Hügellande aufragen, sind die Reste einer sonst zerstörten Decke der pliocänen Schichten von Diest[1]. Alle solchermaßen entstandenen Einzelberge kann man als „ausgearbeitete" bezeichnen, oder auch, da ihre ganze Umgebung denudiert wurde, als Circumdenudationsberge[2]. Besonders begünstigt wird die Bildung der Circumdenudationsberge dort, wo eine Ablagerung von vornherein in ungleicher Mächtigkeit und Beschaffenheit entstanden ist, wo z. B. sich zwischen Mergellagern mächtige Massen von Riffkalken entwickeln. Letztere werden gern von der Denudation später wieder bloßgelegt, und manche isolierte Kalkberge von Südtirol sind nach v. Richthofen[3] und v. Mojsisovics[4] die Ueberreste von ehemaligen Korallenriffen. Isolierte Berge entstehen ferner dort, wo Thäler über einer alten verschütteten Landoberfläche gänzlich unabhängig von deren Gestaltung einschneiden. Diese neuen epigenetischen Thäler können dann leicht quer über die alten verschütteten einschneiden, so daß schließlich, wenn durch die Denudation das verschüttende Material entfernt wird, ein förmliches Durchkreuzen von Thälern stattfindet, d. h. man hat Einzelberge vor sich, deren Gehänge teils dem alten, teils dem neuen Thalsysteme

---

1) E. Van den Broeck, Note sur un nouveau gisement de la Terebratula grandis etc. Bull. Soc. Belge de Géologie. I. 1887. p. 49 (59).

2) Jukes, Report British Assoc. Cambridge. 1862. p. 58. — James Geikie, Mountains, their Origin, Growth and Decay. Scott. Geogr. Mag. II. 1886. p. 145.

3) Geognostische Beschreibung der Predazzo, Sanct Cassian und der Seißer Alp. Gotha 1860.

4) Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.

angehören und gleichsam zwei verschieden alte Landoberflächen darstellen. So erscheinen die einzelnen Porphyr- und Grauwackenkuppen des nordsächsischen Hügellandes als die Kammüberreste eines voroligocänen Gebirgslandes, welche natürlich zum heutigen Thalsysteme außer Beziehung stehen [1]. Aehnliche Verhältnisse kehren im hessischen Berg- und Hügellande wieder [2], wo gleichfalls zwei verschieden alte Landoberflächen nebeneinander auftreten, und dies dürfte sich überall dort wiederholen, wo eine alte Landoberfläche durch lose, der Erosion preisgegebene Materialien verschüttet worden ist.

Eine der auffälligsten hier zu erwähnenden Landschaftsformen stellen die karpathischen Klippenregionen dar. Es sind dies zwei Zonen, welche den Nord- und Südrand der Waldkarpathen begleiten, und welche dadurch ausgezeichnet sind, daß sich aus einer flachwelligen, aus Mergeln und Sandstein aufgebauten Hügellandschaft zahlreiche mehr oder minder ausgedehnte, meist jäh aufragende Kalkfelsen, die sog. Klippen, erheben, deren man gelegentlich über 30 auf 1 qkm, im ganzen über 2000 im Südzuge zählt [3]. Offenbar liegt hier ein Denudationsphänomen vor. Der widerstandsfähige Kalk ist aus seiner leicht zerstörbaren Umgebung herausgearbeitet worden. Welche Prozesse den Jurakalk mitten in die Ablagerungen der unteren Kreide brachten, ist namentlich von Neumayr und V. Uhlig näher untersucht worden. Ersterer nimmt an, daß dies bei der Gebirgsfaltung entstand, indem der spröde Kalk zertrümmert und in sein Hangendes in Gestalt einzelner Schollen eingepreßt wurde, während Uhlig die Klippen als Riffe des Kreidemeeres ansieht, zwischen denen sich, ähnlich wie heute zwischen den Scoglien der dalmatiner Küste, ein roter Schlamm niederschlug. Später erfuhren diese Riffe samt den zwischen ihnen abgelagerten Sedimenten eine Faltung, so dass die karpathische Klippenzone als eine dislozierte, durch Denudation wieder zu Tage gebrachte Scoglienküste anzusehen wäre. Karl Divald in Eperies hat prachtvolle photographische Aufnahmen dieser höchst merkwürdigen Landschaft gemacht und in den Handel gebracht.

---

[1] Penck, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Sektion Grimma. Leipzig 1880. S. 46.

[2] Penck, Das Deutsche Reich. 1887. S. 322.

[3] Vergl. Neumayr, Erdgeschichte. II. 1887. S. 672. — Uhlig, Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. II. Der pienninische Klippenzug. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1890. XL. S. 559.

c) Tafelland und Tafelberge.

Das Tafelland kann ganz ähnliche Umgestaltungen erfahren wie das Gebirgsland, vorausgesetzt, daß Wasser genug vorhanden ist, um eine lebhafte Entwickelung der Thalbildung zu fördern. Das ist in trockenem Klima wohl selten der Fall, es behalten daher hier die Tafelländer im allgemeinen ihren unzerstückelten Charakter, und erst wenn sie vielleicht infolge eines Klimawechsels reicher benetzt werden, lebt in ihnen die Thalbildung auf, zugleich aber entwickelt sich die Abspülung, welche ihnen bei undurchlässiger Bodenbeschaffenheit alsbald die Charaktere des Mittelgebirges und bei entsprechender Höhenlage jene des Hochgebirges aufdrückt, so daß also das Tafelland in ein Gebirgsland und dann erst in eine Berggruppe verwandelt wird. Dies ist wohl die Regel bei allen Rumpftafelländern, welche im allgemeinen nicht aus durchlässigen Schichten aufgebaut werden. Echte Schichttafelländer, welche meist und in niederschlagsreichen Gegenden stets eine durchlässige Oberflächenschichte besitzen, erfahren eine andere Entwickelung. Sobald nämlich ihr Thalsystem bis auf eine wasserführende Schicht vertieft ist, schneidet dasselbe den hier befindlichen mächtigen Grundwasserstrom an; am Thalgehänge öffnen sich zahlreiche Quellen, welche die Wände des durchlässigen Gesteins untergraben, so daß letztere einstürzen oder auch auf der glitschigen Unterlage ausgleiten (s. Bd. I. S. 224). Werden nun die herabgebrochenen oder abgeglittenen Trümmer sei es durch den Thalfluß, sei es durch die angeschnittenen Quellwässer entfernt, was im Laufe der Zeit wohl immer eintrifft, so erneuert sich der geschilderte Vorgang immer wieder, und in ihrer gesamten Höhe wandert die Thalwand vom Flusse fort, also rückwärts, breiter werden die Thäler, kleiner die zwischen den Thälern gelegenen Tafelflächen. Schließlich werden dieselben an den Stellen, an welchen das Einbrechen der Wände besonders energisch von statten geht, durchbrochen und in einzelne Tafelberge aufgelöst, nämlich oben abgeplattete Berge, welche sich ringsum gegen ihre

Umgebung durch einen deutlich entwickelten Fuß absetzen. Zwischen ihrem Abfall und ihrem Fuße schaltet sich meist eine sanftere Böschung ein, der Fußkegel, welcher, wie Hettner[1]) zeigte, nicht bloß aus Schutthaldenmaterial, sondern auch aus festem Fels besteht. Das Tafelland ist aufgelöst. Der Auflösungsprozeß findet nunmehr bald seine Grenzen. Denn mit der großen Tafel ist auch das große Grundwasserreservoir verkleinert und zerschnitten worden. Je kleiner der Tafelberg wird, desto unbedeutender werden die an seinem Fuße befindlichen Quellen, desto weniger wird sein Sockel durchfeuchtet und glitscherig, desto geringer die Veranlassung zum Einbruch seiner Wände und desto unbedeutender seine Verkleinerung, zumal da ihm die Abspülung durch rinnendes Wasser vermöge der Durchlässigkeit seines Materiales nichts anhaben kann und er lediglich der Zerstörung durch die Atmosphärilien ausgesetzt ist. So kommt es denn, daß einzelstehende, steilwandige Tafelberge (sächsische Schweiz), gelegentlich kühn aufragende Felssäulen oder Türme, bei großen Höhenunterschieden ganze Bergkofel, welche Hochgebirgsformen annehmen (Südtiroler Dolomite), bei der Auflösung eines Tafellandes entstehen. Die „Mauvaises Terres“ oder „Badlands“ im westlichen Nordamerika bezeichnen ein ähnliches, jedoch noch nicht so weit fortgeschrittenes Stadium der Tafellandumbildung. Die Thäler, Arroyas genannt, sind bereits verbreitert, aber doch nicht sehr ausgiebig gegeneinander geöffnet. Wird ein mehrfacher Wechsel von durchlässigen oder undurchlässigen Schichten durch die Thäler eines Tafellandes bloßgelegt, so spielt sich über jeder undurchlässigen Schicht der auseinandergesetzte Kreis von Erscheinungen ab und es schreitet das Gehänge nicht in seiner ganzen Höhe auf einmal, sondern in einzelnen Staffeln allmählich zurück. Es entstehen abgestufte Wände, wie solche namentlich die „Alcovelands“ im westlichen Nordamerika auszeichnen.

---

[1]) Gebirgsbau und Oberflächengestaltung der sächsischen Schweiz. Forsch. z. deutsch. Landes- u. Volkskunde. II. 4. 1887. S. 297.

Die hier angedeuteten Verschiedenheiten zwischen der Entwickelung eines Gebirgs- und Tafellandes lassen sich, wenn auch in kleinem Maßstabe, aber doch in vortrefflicher Weise auf dem deutschen Alpenvorlande beobachten. Ueber das im wesentlichen als Mergel ausgebildete und daher undurchlässige Obermiocän breitet sich zwischen Lech und Riss eine durchlässige diluviale Nagelfluh. Wo dieselbe auftritt, herrschen Tafellandsformen; es ist dies die zerstückte Diluvialplatte, und an den tiefen Thälern, welche in jene Tafel einschneiden, kann man deutlich wahrnehmen, wie es vor allem Gleit- und Abbrucherscheinungen sind, welche das Rückwärtswandern der Nagelfluhgehänge bewirken. Gelegentlich wurden dadurch, z. B. in der Gegend von Mindelheim, ganze Thalweitungen und selbst mehrere Thalöffnungen gebildet, an welch letztere sich höchst merkwürdige Stromverlegungen knüpfen. Dort, wo hingegen das Obermiocän unmittelbar zu Tage geht, da bildet es ein nur von den großen Alpenflüssen durchbrochenes, dazwischen nach der Art eines geschlossenen Gebirges gegliedertes Hügelland.

Ganz entsprechend verhält es sich nach Dutton[1]) mit der Umbildung des Colorado-Tafellandes. Die Zwischenräume zwischen den Cañons werden nicht denudiert und bleiben als flache Strecken bestehen, welche nur dadurch verkleinert werden, daß die Abtragung die Cañonwände durch Abbruch untergräbt. Dabei sind außer der Verwitterung gewisser Schichten die zahlreichen Quellen an den Cañonwänden (a. a. O. p. 234, 235) wohl nicht unbeteiligt. Die Umformung der Tafeln besteht lediglich in einem Zurückwandern der Wände (Recession of Cliffs). Dies Zurückwandern, dessen Fortgang hier in großen Zügen angedeutet wurde, gestaltet sich im einzelnen zu einem recht verwickelten Prozesse. Bricht nämlich eine Wand infolge von Untergrabung ein, so verbreiten sich ihre Trümmer entsprechend den (Bd. I. S. 228) auseinandergesetzten Regeln weit über ihren Fuß hinaus, eine weite Sturzbahn beschreibend, und diese Trümmer müssen entfernt werden, wenn das Untergraben fortschreiten soll. Am leichtesten geschieht dies dann, wenn sie in den Fluß gefallen sind, welcher durch sie vielleicht eine Zeitlang rückgestaut wird (Bd. I. S. 331), der sie schließlich aber doch hinwegräumt. Aber auch dann, wenn sie auf die sanft abgeböschte Unterlage der Wand gefallen sind, bleiben sie nicht dauernd liegen, es treten die (Bd. I. S. 221) angedeuteten Gleitbewegungen loser Massen ein, überdies sind die Gesteine bereits während ihres Sturzes geborsten, und ihre Trümmer trotzen vermöge ihrer großen Oberfläche der Verwitterung viel weniger als die zusammenhängende Wand. Die Sandsteine zerfallen oberflächlich, die ursprünglich eckigen Fragmente werden zugerundet, die Kalksteine werden abgewaschen und selbst mit

---

[1]) Tertiary History of the Grand Cañon District. Monogr. U. S. geolog. Survey. II. Washington 1882. p. 249.

den Kannellierungen der Karren ausgestattet, die losgesprengten kleineren Trümmer endlich, namentlich die Materialien der Schutthalden, werden eine Beute der tosend abfließenden Wasser plötzlicher, nirgends fehlender Regengüsse, wobei sich das Wasser häufig mit diesen Trümmern förmlich sättigt und als Mure thalwärts bewegt, gewöhnlich auf Schutthalden zu beiden Seiten seines Weges kleine Dämme aufwerfend.

Weder die gewaltigen Bergsturztrümmer einer Wand, noch deren in Schuttkegeln aufgespeicherte Scherben bleiben dauernd liegen, sie werden entfernt, und zwar eben vermöge ihrer Kleinheit und großen Oberfläche im allgemeinen rascher, als die Abwitterung der Wand selbst erfolgt, so daß deren leicht verwitterbare oder glitscherige Unterlage immer von neuem entblößt wird und zu Einstürzen Veranlassung gibt. Erst dann, wenn die Böschung der Unterlage eine minimale wird, hört dieser Vorgang auf, die Trümmer wachsen an der Wand empor, bis sie wieder die zu ihrem Transporte nötigen Böschungswinkel erhalten haben; nunmehr werden sie wieder entfernt, die Wand kann über ihnen durch Verwitterung abbröckeln, aber unter ihnen ist sie geschützt und erstreckt sich als Fußkegel unter dem Schutte und kann schließlich unter denselben ganz verborgen werden. Das Rückwärtsschreiten der Wand geht manchmal in allen ihren einzelnen Abschnitten gleichmäßig vor, so daß die ganze Wand ihren Ort verändert, häufig schreiten gewisse Teile schneller rückwärts, als benachbarte, hier kommt es nicht bloß unter Umständen zum Ausbrechen von Hohlräumen, sondern ganz regelmäßig zur Bildung großer Amphitheater-ähnlicher Nischen, großer Felskessel, zwischen welchen die Wand in scharfen Kanten vorspringt (Coloradotafelland, sächsische Schweiz). Diese Nischen erweitern sich gelegentlich zu ganzen Thalschlüssen, sie unterscheiden sich von den Gehängecirken durch ihr Auftreten am Fuße einer Wand.

Die Umgestaltung von verschütteten Binnengebieten in peripherische Abzugsgebiete, welche v. Richthofen[1]) so anschaulich geschildert hat, stellt einen ganz besonderen Fall der Entwickelung von Unebenheiten dar, welche vielfach die Gestaltung des Gebirgslandes, öfter aber noch die des Tafellandes besitzen und gleich beiden zu den ausgearbeiteten Formen zählen, sich aber durch eine ganz besondere Lage und Beschaffenheit des Materiales auszeichnen. Es handelt sich hier um die Umwandlung eingelagerter Massen in ausgearbeitete. Ein Land ist wegen Erschlaffung seiner Gerinne verschüttet wor-

---

[1]) China. I. Berlin 1877. S. 113.

den, sei es nun mit Flußanschwemmungen, sei es mit lakustren Ablagerungen oder mit Löß, darauf haben sich später neue Flußläufe als Thalbildner entfaltet, was infolge eines klimatischen Wechsels, aber auch infolge von Krustenbewegungen eingetreten sein kann. Die neuen Thäler schneiden in das Schuttland ein, und ist dasselbe durchlässig, so nimmt es die Physiognomie eines eingelagerten Tafellandes an. Besonders deutlich tragen die peripherischen Lößgebiete Nordchinas dieselbe zur Schau. Es sind dies zwischen die Gebirge gelagerte, äußerst flache Mulden, die von einem wahren Gewirre von cañonähnlichen Schluchten durchsetzt werden. Dieselben wachsen namentlich durch den Einbruch ihrer Wände, welche durchweg im Rückschreiten begriffen sind und dabei eine ausgezeichnete Terrassierung erhalten. v. Richthofen (a. a. O. S. 67) hat dieselbe anfänglich auf einen Wechsel in der Lößbeschaffenheit, auf das Auftreten von einzelnen Kalkbänken zurückgeführt, und in der That würde ein leichter Wechsel der Lößzusammensetzung, wie die Einschaltung einer etwas lehmigen Lage genügen, um eine ganz ausgezeichnete Terrassierung hervorzubringen, da alle abbrechenden Massen eine Beute des Windes werden und die Abbruchbasis durch diesen förmlich reingehalten wird.

Später hat v. Richthofen[1]) eine andre Erklärung für das Zustandekommen dieser Terrassen gegeben, indem er auf die Erosion durch das Grundwasser hinweist, welches an der Basis des Lößes Material, und zwar um so mehr mit sich fortnimmt, je größer seine Geschwindigkeit ist. Die subterrane Erosion sei daher nahe den Schluchten am größten, der Löß sitze hier dementsprechend am meisten längs vertikalen Brüchen zusammen, und die Folge dieses ungleichen Zusammensitzens sei die auffällige Terrassierung. Dagegen ist zu beachten, daß die Grundwasserbewegung im allgemeinen zu langsam ist, als daß sie lehmige Partikel feinster Art verfrachten könnte, und dementsprechend sieht man auch die Grundwasserquellen selbst auf staubigem Materiale völlig frei von suspendierten Bestandteilen.

Außer Löß erfahren mächtige Geröllablagerungen durch erneute Thalbildung eine Umgestaltung in ein ein-

---

[1]) Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 126.

gelagertes Tafelland, und bezeichnenderweise werden die zerschnittenen Flußschottermassen im Spanischen Mesas, Tafeln genannt. Thonige und mergelige lakustre Ablagerungen hingegen werden nur in trockenem Klima in ein eingelagertes Tafelland, sonst allgemein in ein Gebirgsland verwandelt. Wie die zwischen die Andenketten Ecuadors gelagerten vulkanischen Schichten, Tuffe und Lavaströme in ähnlicher Weise allmählich in ein Gebirgsland verwandelt werden, hat W. Reiß [1]) sehr klar dargelegt.

d) Die Einzelberge.

Die ausgearbeiteten Einzelberge bezeichnen die letzten unebenen Stadien der Thallandschaftsauflösung, doch nicht die letzten überhaupt. Denn wenn einmal das Gebirgsland bis auf einige besonders widerstandsfähige Einzelberge abgetragen ist, so sind es lediglich diese letzteren, an welchen die Denudation arbeitet; sie erliegen dieser langsam, aber unaufhaltsam, und übrig bleibt ein im allgemeinen nur flach auf- und abwellendes Land, die Rumpflandschaft. Dieses Endstadium wird erreicht, wenn die Abtragung bis nahe ans Meeresniveau fortgeschritten ist oder wenn sie durch lange Zeiten nicht unter eine bestimmte Schwelle hinab geschieht. Im ersteren Falle hat der Gebirgsrumpf die Lage des absoluten, im letzteren die eines lokalen unteren Denudationsniveaus. In beiden Fällen aber sind die Schicksale des Landes noch nicht endgültig besiegelt; wird jene Schwelle, bis auf welche die Abtragung eines Landes erfolgte, durchbrochen, so schneiden aufs neue Thäler in den Rumpf ein; dasselbe erfolgt mit dem Rumpfe des bis zum absoluten unteren Denudationsniveau abgetragenen Landes dann, wenn der Meeresspiegel eine absteigende Bewegung macht. Da nun eine Schwelle nie absolut festliegt und das Meeresniveau nicht unveränderlich ist, so kann eine

---

[1]) Die geologischen Verhältnisse der Fundstellen fossiler Säugetierknochen in Ecuador. Paläontolog. Abhlgn. II. Heft 2. 1883.

nur einigermaßen vollständige Einebnung eines Landes durch Denudation nie erreicht werden; in der That ist kein Teil der in Abtragung begriffenen Landoberfläche auch nur annähernd so eben, wie irgend eine in Aufschüttung begriffene Stromebene. Echte Abdachungsebenen, welche zu den ausgearbeiteten Formen der Erdoberfläche zu rechnen wären, kommen daher kaum vor, die letzteren erscheinen höchstens als Wellungsebenen.

Der Gang der Umbildung eines Gebirgslandes verläuft keineswegs immer so regelmäßig, wie oben dargestellt, da sowohl die Intensität der Thalbildung als auch jene der Abspülung im Laufe der Zeiten vielfachem Wechsel unterworfen ist und demnach die beiden Denudationsniveaus sich sehr verschieden bewegen. Indem sich irgendwo in einem Thale eine Schwelle hebt, kann die Thalbildung in dem ganzen über diese Schwelle entwässerten Gebiete zum Stillstand kommen, das untere Denudationsniveau wird fixiert, die rückwärtige Erosion hört auf, es bleibt das Land im Zustande des geschlossenen Gebirgslandes. Umgekehrt kann aus einer entsprechenden Ursache die Thalbildung dort, wo sie zum Stillstande gekommen war und wo mittlerweile nur die Denudation sich entfaltete, wieder aufleben, und es verwandelt sich ein geöffnetes Bergland, ja selbst die ausgearbeitete Berggruppe wieder in ein geschlossenes Bergland zurück. Solch wechselnde Schicksale sprechen sich deutlich im Relief der Länder aus. Jede Senkung des unteren Denudationsniveaus, jede Neubelebung der Thalbildung schafft neue Einschnitte in die breiten, ausgeweiteten Thäler, deren Böden nachher als ausgezeichnete Leisten die neuen Furchen überragen, ja eventuell im ganzen Gebirge sich als Gehängeabstufungen geltend machen. So steigen z. B. in den Gründen des Zillerthales und den Thälern am Nordabfalle des Venedigers [1], sowie in der

[1] Die vom Deutsch. u. Oesterr. Alpenverein herausgegebenen Karten des Zillerthales (Zeitschr. des A.-V. 1882) und der Venedigergruppe (Zeitschr. 1883), sowie namentlich ein Relief der Hochalmspitze von P. Oberlercher in Klagenfurt zeigen diese Verhältnisse in deutlichster Weise.

Ankogelgruppe die Gehänge zunächst sehr steil an, dann verlangsamt sich der Anstieg, es entwickeln sich hie und da Almflächen, aber schließlich beginnt ein neuer Anstieg, der zum Grate führt. Man hat es nach dem Vorausgeschickten mit einem Wiederaufleben der Thalbildung nach längerer Ruhepause zu thun, und ähnliches dürfte überall dort erfolgt sein, wo die Gehänge des Hochgebirges mit einem Steilabfalle gegen die Thäler abbrechen. So spiegelt sich die Bewegung, welche das örtliche Denudationsniveau eines Gebietes infolge von Ursachen erfuhr, die ganz außerhalb der Landschaft gelegen sein können, in dieser selbst, und zwar in bestimmter Beschränkung auf gewisse Thalgebiete, wie z. B. auf dem Coloradotafellande, dessen einschlägige Erscheinungen Dutton[1]) würdigte.

Neben den ausgearbeiteten Einzelbergen gibt es noch einige andere Typen von Einzelbergen. In erster Linie sind da die Umschüttungsberge zu nennen, welche dadurch entstanden, daß ein ganzes Gebirge bis auf seine Gipfel allmählich verschüttet wurde, die nunmehr aus der Aufschüttungsfläche als Einzelberge aufragen. Es ist dies eine Erscheinungsform, welche namentlich in den Gebieten kontinentaler Zuschüttung häufig ist. So sieht man im Great Basin zwischen dem Wahsatchgebirge und der Sierra Nevada zahlreiche Bergketten aufragen, getrennt durch weite Schuttflächen, welch letztere Playa genannt werden. Jene Bergketten sind die Firste eines verschütteten Rostgebirges, die Playas bezeichnen die eingeebneten Thäler[2]). Die Entstehung dieser Berge führt sich gleich der der ausgearbeiteten Einzelberge auf die Annäherung der beiden Denudationsniveaus zurück, nur daß das untere, anstatt sich langsamer als das obere zu senken, diesem entgegenwächst. Eine weitere Form von Einzelbergen, die aufgeschütteten, sind bereits besprochen worden.

---

[1]) Tertiary History of the Grand Cañon. 1882. p. 76.

[2]) G. K. Gilbert, Report upon the Geology of Portions of Nevada, Utah, California and Arizona. In Wheeler, Report Geogr. and Geolog. Expl. west of the 100th merid. III. Geology. p. 63.

5. Die horizontale Gliederung der Thallandschaften.

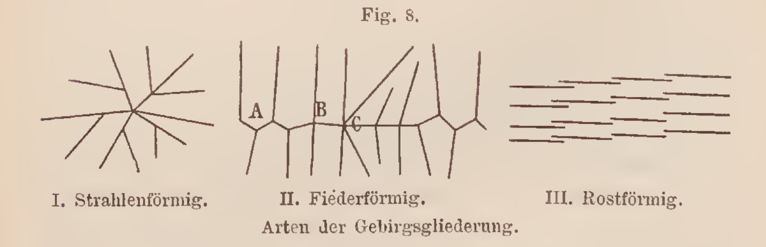
a) Arten der horizontalen Gliederung.

Die Richtung der Thäler drückt dem Gebirgslande die Gliederung in der Horizontalen auf. Es kommen hier im wesentlichen drei Fälle in Betracht:

1. Die Thäler strahlen von einem Punkte nach verschiedenen Richtungen hin aus, so daß die zwischen ihnen gelegenen Kämme sich strahlig, wie die in einem Knoten zusammenlaufenden Wasserscheiden, anordnen. Es ist dies die strahlenförmige[1]) oder radiale[2]) Gliederung (Fig. 8 I).

2. Die Thäler sind beiderseits einer Stamm- oder Hauptscheidelinie wie Gefällsflüsse angeordnet, deren Ge-

Fig. 8.



I. Strahlenförmig. II. Fiederförmig. III. Rostförmig.
Arten der Gebirgsgliederung.

biete durch Nebenscheiden getrennt werden. Der Stammscheide entspricht der Hauptkamm, den Nebenscheiden die Nebenkämme, welche meist unter nahezu rechtem Winkel vom Hauptkamme ausgehen, also quer zu demselben gestellt sind. Diese Gliederung heißt deswegen auch Quer-[1]) oder Transversal-[2])Gliederung; wegen ihres Grundrisses soll sie als fiederförmige bezeichnet werden (Fig. 8 II).

---

[1]) v. Klöden, Handbuch der physischen Geographie. Berlin 1859. S. 104.

[2]) C. Naumann, Lehrbuch der Geognosie. 2. Aufl. I. 1858. S. 320. — v. Sonklar, Ueber die plastischen und hypsometrischen Verhältnisse der Ostalpen. Ausland 1869. S. 1. — Allgemeine Orographie. Wien. 1873. S. 80—81.

3. Die Thäler folgen insgesamt ein und derselben Richtung und zwischen ihnen erheben sich gleichfalls parallel streichende, zu Schwärmen geordnete Kämme, auf welchen die Wasserscheide unregelmäßig hin und her springt. Es ist dies die parallele[1]) oder rostförmige[2]) Gliederung (Fig. 8 III).

Diese verschiedenen Typen von Kammanordnungen bringen deutlich die Momente zum Ausdrucke, welche die Gliederung des Gebirgslandes ursprünglich bestimmten. Die strahlenförmige und fiederförmige Gliederung sind durch Abdachungsverhältnisse verursacht, alle Thäler sind ursprünglich Abdachungsthäler. Eine allseitig abfallende Bodenanschwellung, auf welcher mehrere Scheidelinien zusammenlaufen, liegt der strahlenförmigen Gliederung zu Grunde, ein beiderseits abfallender First der fiederförmigen, und ebenso wie die von einem Wasserscheidenknoten oder von einer Hauptscheide ausgehenden Scheidelinien sich öfters gabeln, so gabeln sich die strahlenförmig von einem Punkte oder fiederförmig von einem Stamm ausgehenden Kämme, wodurch deren Grundriß sich weit von einer geometrisch regelmäßigen Figur entfernt. Lagerung und Beschaffenheit des Gesteins werden in beiden Fällen nur in minimalem Maße für Anordnung der Kämme oder Thäler bestimmend. Ganz anders verhält es sich bei der rostförmigen Gliederung. Die hier entgegentretenden Thäler sind meist tektonische, sie folgen dem Schichtstreichen oder Bruchlinien, die geologische Architektur bestimmt die Oberflächengliederung. Alle die Arten von horizontaler Gliederung können sich mit den verschiedenen Typen vertikaler Gliederung verbinden, sie können als Hoch- oder Mittelgebirge entgegentreten; man kann von einem strahlenförmig angeordneten geschlossenen oder von einem fiederförmig gegliederten geöffneten Gebirgslande sprechen, endlich von einem durchbrochenen Rostgebirge u. s. w. Im allgemeinen aber ist üblich, die einzelnen, durch sehr

---

[1]) Siehe Anmerkung 2 S. 184.

[2]) Rostgebirge. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. 1886. S. 663. 704.

niedrige Wall- oder Thalpässe voneinander gesonderten Abschnitte eines Gebirgslandes hinsichtlich ihrer horizontalen Gliederung als Individuen für sich, als Gruppen zu betrachten und nur bei einem geschlossenen Gebirgslande von strahlen- oder fiederförmiger Anordnung zu sprechen, während sich an die rostförmige Gliederung die Vorstellung von einem durchgängigen oder durchbrochenen Gebirgslande knüpft.

b) Der Gebirgsstock.

Ein strahlenförmig gegliedertes geschlossenes und ringsum begrenztes Gebirgsland heißt Gebirgsstock; die Stelle, an welcher seine Kämme zusammenstrahlen, wird vielfach als Gebirgsknoten bezeichnet; derselbe birgt bisweilen, aber keineswegs immer, die höchsten Erhebungen, die sich aber nicht selten auch auf die Kämme verteilen. Letztere sind in der Regel wenig geschartet, der ganze Stock macht den Eindruck des zusammenhängenden. Er stellt eine im Hoch- und Mittelgebirge sehr häufige Anordnung dar (Oetzthaler Alpen, Harz). Die Auflösung des Stockes geschieht meist dadurch, daß sich die Pässe der Kämme vertiefen, wodurch einzelne Kammteile vom Stocke losgesondert werden, manchmal, namentlich wenn die höchsten Erhebungen peripherisch gelegen sind, kommt es aber auch in der Nähe des Knotens zur Bildung sehr tiefer Einsattelungen und es wird der Stock in mehrere zerlegt.

c) Die Gebirgsfieder.

Ein fiederförmig gegliedertes geschlossenes Gebirgsland wird gewöhnlich Gebirgskette genannt; da man aber unter einer Gebirgskette bald einen einzelnen, langgestreckten Kamm (Wesergebirge), bald eine fiederförmig gegliederte Erhebung (Hohe Tauernkette), bald einen Schwarm von Ketten (Kettenjura) versteht und überdies von einem Kettengebirge spricht, so empfiehlt es sich, eine andere Bezeichnung zu wählen, und als solche sei Gebirgs-

fieder vorgeschlagen. Die Hauptgipfel einer solchen liegen verhältnismäßig nur selten auf dem Hauptkamme, sondern meist auf den Nebenkämmen, wie dies von J. de Charpentier für die Pyrenäen besonders betont worden ist[1]) und auch von den Hohen Tauern gilt[2]). Die Pässe sind gleichfalls nicht immer auf dem Hauptkamme am höchsten, vielmehr ist derselbe vielfach, und zwar wahrscheinlich aus den mehrfach auseinandergesetzten Gründen, gerade zwischen zwei gegenüberliegenden Thälern erheblich geschartet, und nicht selten finden sich hier selbst in sonst geschlossenem Gebirge Wallpässe. Diese am Hauptkamme wurzelnden, sich rechtwinklig von demselben entfernenden Thäler heißen Querthäler; zwischen sie drängen sich die Nebenkämme. Letztere sind entweder korrespondierend (Fig. 8 II B) oder alternierend (Fig. 8 II A) zu beiden Seiten des Hauptkammes entwickelt, oder laufen gelegentlich strahlig im Hauptkamme zusammen (Fig. 8 II C); dieser selbst erstreckt sich nur selten geradlinig, sondern verläuft zwischen alternierenden Nebenkämmen häufig zickzackförmig. Seine Lage ist im Gebirge wechselnd, bald liegt er in dessen Mitte, bald nach den Rändern gerückt, so daß der Abfall beiderseits des Hauptkammes nicht selten ein verschieden steiler ist.

Die Auflösung der Gebirgsfieder geht gewöhnlich durch Abtragung der Pässe des Hauptkammes von statten, wobei sich sehr verschiedenartige Typen entwickeln können, je nach der Anordnung der Nebenkämme. Sind dieselben korrespondierend gestellt und wird zwischen ihnen der Hauptkamm vertieft, so entwickeln sich Kämme, welche die parallele Gliederung nachahmen, so daß es unter Umständen schwer fällt zu entscheiden, ob diese letztere oder eine aufgelöste fiederförmige vorliegt. Im allgemeinen ist jedoch die korrespondierende Kammstellung ziemlich selten und kommt meistens mit der alternierenden

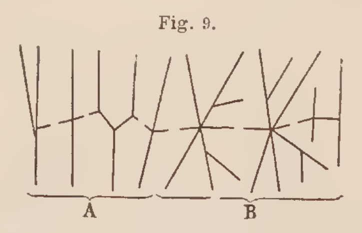
---

[1]) Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées. Paris 1823. § 24.

[2]) A. Böhm, Einteilung der Ostalpen. Geogr. Abhandlgn. Wien. I. 3. 1887. S. 380.

vergesellschaftet vor; der eine oder andere der Nebenkämme gabelt sich häufig, weswegen wohl nur selten die Auflösung der Fieder zur Entwickelung zahlreicher Parallelkämme führt und gewöhnlich Anordnungen ähnlich der Fig. 9 A dargestellten entstehen. Laufen mehrere Kämme

Fig. 9.



Auflösung der fiederförmigen Gebirgsgliederung.

strahlig in einem Punkte des Hauptkammes zusammen (Fig. 9 B) und erniedrigt sich dieser beiderseits von dieser Stelle, so entsteht ein kleiner Gebirgsstock. Die Hohen Tauern zeigen an einzelnen Stellen (Glockner- und Venedigergruppe) Neigung zur Auflösung in Stöcke, an andern (Ankogelgruppe) zur Auflösung in Parallelkämme [1]).

d) Das Rostgebirge.

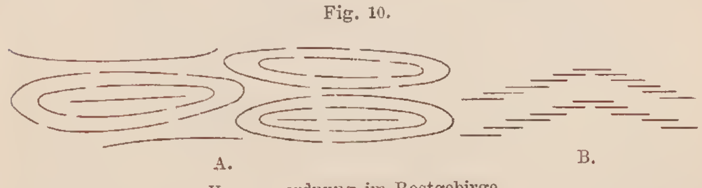
Das Rostgebirge besteht aus einzelnen parallel gestellten Kämmen, zwischen welchen sich Längsthäler befinden. Letztere ordnen sich in große Thalzüge, welche durch Lücken in oder zwischen den Kämmen miteinander zusammenhängen und zu einem wahren Thalnetze verwachsen. Jedes Rostgebirge ist daher nicht bloß geöffnet, sondern auch durchgängig. Die einzelnen Kämme stehen selten einer genau in der Fortsetzung des andern, sondern jeder folgende tritt mehr oder weniger vor den andern, so daß der ganze Schwarm meist eine andere Richtung hat, als der einzelne Kamm (Fig. 10 B). Es ist dies eine

---

[1]) Vergl. hierzu A. Böhm, Eintheilung der Ostalpen. Geogr. Abhandlgn. Wien. I. 3. 1887. S. 382 u. 383.

Regel, welche J. Weiß[1]) zuerst in den bayrischen Kalkalpen erkannte und welche bald darauf Escher von der Linth[2]) im Jura und Percival[3]) in Connecticut nachwies. Dana[4]) und Gümbel[5]) betonten diese Thatsache ganz besonders. Ueberdies verlaufen die Kämme häufig gekrümmt (Fig. 10 A), selbst hakenähnlich, es gabelt sich nicht selten ein Kamm in zwei, die, nachdem der eine oder andere oder beide eine Strecke weit durchbrochen waren, sich schließlich wieder vereinigen. Die

Fig. 10.



Kammanordnung im Rostgebirge.

Gestalt der Kämme selbst wechselt mit dem Charakter des Gebirgslandes, sie treten bald als zugeschärfte Schneiden, bald als zugerundete Rücken entgegen. Im ersteren Falle sind nicht selten Kare an ihnen entwickelt, zwischen welchen sich kurze Grate erstrecken, so daß der Kamm fiederähnlich gegliedert erscheint (Karwendelketten); im letzteren Falle werden sie nur durch hie und da entwickelte Wasserrisse und Satteleinsenkungen gegliedert. Benachbarte Kämme besitzen gewöhnlich übereinstimmende Höhe. Ist die Entwässerung des Gebirgsstockes und der Gebirgsfieder durch den Kammverlauf bestimmt vorgezeichnet, dermaßen, daß zwischen zwei Kämmen das Wasser nur in einer Richtung abfließt, so erfolgt die des Rostgebirges derart, daß ein Längsthalzug

[1]) Süd-Baierns Oberfläche. München 1820. S. 35.

[2]) Leonhards Jahrb. für Mineralogie. XVI. 1822.

[3]) On the geology of Connecticut. New Haven 1842.

[4]) Amer. Journ. of Science. (2). III. p. 390. — Geology of Wilkes Exploring Expedition. p. 416.

[5]) Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges. Gotha 1860.

meist nach zwei entgegengesetzten Seiten Flüsse entsendet, welche ihrerseits in Lücken zwischen den Kämmen oder durch Durchbrüche derselben in einen anderen Längsthalzug treten. Einer jeden solchen Querthalstrecke entspricht eine Thalwasserscheide, und wenn auch ein jeder Kamm für sich eine Scheide darstellt, so verläuft vermöge der gedachten Anordnung der Gewässer die Wasserscheide in höchst unregelmäßiger Weise, über die Thalzüge oft von Kamm zu Kamm springend, um dann diesem oder jenem wieder eine längere Strecke zu folgen, also eine oft sehr verwickelte Bahn beschreibend. Da die meisten Thäler gegeneinander geöffnet sind, sind Thalschlüsse selten; dieselben treten nur dort, und zwar in ganz besonders großartiger Weise entwickelt, entgegen, wo sich die Kämme gabeln. Die Durchgängigkeit des Rostgebirges ist in longitudinaler Richtung selbstverständlich groß, in transversaler wechselt sie mit der Anordnung der Durchbrüche und Lücken zwischen den Kämmen; höchst selten liegen nämlich dieselben in einer Linie, wie z. B. die Pässe zwischen Kochelsee, Walchensee, Isar- und Innthal in den nordtiroler Alpen, sondern meist liegen sie sehr unregelmäßig [1]), so daß der Uebergang in transversaler Richtung unter Benutzung von Längsthalstrecken geschieht, und zwar derart, daß man aus einem Querthale in einen Längsthalzug tritt, hier eine Thalwasserscheide überwindet, dann einen neuen Querthalzug aufsucht. v. Richthofen nannte derartige Uebergänge eines Rostgebirges, welche nirgends auf dessen Kämme heraufführen, Wechselpässe [2]). Je seltener die Querthalstrecken sind und je unregelmäßiger sie angeordnet sind, desto schwerer durchgängig ist das Rostgebirge.

Sind die Längsthäler eines Rostgebirges tektonische, so kann man auch dessen Kämme als tektonische be-

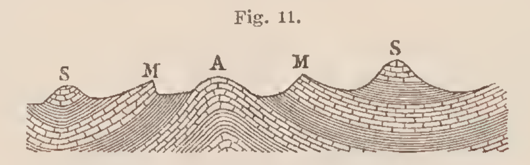
---

[1]) William Huber (Considérations sur les Alpes centrales. Bull. Soc. de géogr. (5). XI. 1866. p. 105), stellt allerdings ein „loi des débouchés“ auf, welches lautet: In zwei parallelen Ketten sind Gipfel und Pässe derart angeordnet, daß die Pässe der einen Kette den Gipfeln der andern gegenüberliegen. (p. 118.)

[2]) Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 707.

zeichnen, ihre Erstreckung wird gleich jener der Thäler durch den Gebirgsbau bestimmt. Entsprechend den Synklinal-, Antiklinal- und Monoklinalthälern des gefalteten Landes, so sind auch hier Synklinalkämme, die einer Schichtmulde folgen, Antiklinalkämme längs Schichtsätteln, und Monoklinalkämme, welche sich an die

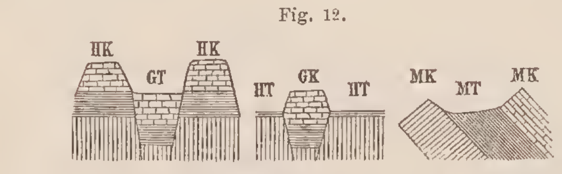
Fig. 11.



S Synklinal-, M Monoklinal-, A Antiklinal-Kamm.
Kammformen des Rostgebirges im Faltenlande.

gleichsinnig fallenden Faltenschenkel knüpfen, zu unterscheiden (vergl. Fig. 11). In entsprechender Weise kann man im Schollenlande analog den Horst- und Grabenthälern Horstkämme unterscheiden, welche einem

Fig. 12.



HK Horstkamm. HT Horstthal. GK Grabenkamm. GT Grabenthal.
MK Monoklinalkamm. MT Monoklinalthal.
Kammformen des Rostgebirges im Schollenlande.

schmalen, langgedehnten Horste folgen, ferner Grabenkämme, welche einem Verwerfungsgraben folgen, und Monoklinalkämme, entsprechend den Monoklinalthälern.

In manchen Rostgebirgen herrscht ausschließlich eine Kammform, nämlich die der Sattel- und Horstkämme, welche durch Mulden- oder Grabenthäler voneinander getrennt werden. In diesem Falle tritt in großen Zügen eine Konkordanz zwischen Schichtbau und Oberflächen-

gestaltung entgegen und letztere ist im wesentlichen direkt durch tektonische Bewegungen geschaffen. Man kann dann von einem aufgebauten Rostgebirge reden, das nicht den echten Thallandschaften zuzuzählen ist. Viel häufiger aber ist, daß die verschiedensten Kammformen nebeneinander auftreten. Im Faltenlande des Schweizer Jura und der Appalachien gibt es Syn-, Anti- und Monoklinalkämme, in andern Gebieten Horst- und Grabenkämme. So ist z. B. der von Bücking[1]) eingehend beschriebene Höhenzug des Kleinen Dollmar südwestlich vom Thüringer Walde ein kleiner ausgezeichneter Grabenkamm, während der Thüringer Wald selbst als ein Horstkamm aufgefaßt werden kann. Dies Nebeneinanderauftreten der verschiedensten Formen weist auf das bestimmteste darauf hin, daß in solchen Fällen ein ausgearbeitetes Rostgebirge vorliegt, in welchem der Gebirgsbau nicht unmittelbar die Gliederung der Landoberfläche hervorruft; nicht knüpfen sich die höchsten Erhebungen an die höchstgelegene Schicht, es herrscht keine Konkordanz zwischen Landoberfläche und geologischem Bau, sondern völlige Diskordanz. Eine einfache Regel aber verknüpft beide:

Erhebungen finden sich überall dort, wo zwischen den beiden Denudationsniveaus des Gebietes, die durch dessen Gipfel- und Sockelhöhe bezeichnet werden, sich widerstandsfähige Gesteine befinden, während umgekehrt überall dort Vertiefungen sind, wo sich in gleicher Höhenlage wenig widerstandsfähige Schichten befinden. Als besonders widerstandsfähige Gesteine erweisen sich auch hier, wie bei den Tafelländern, Sandstein und Kalkstein, also permeable Gesteine, und damit ist ein wichtiger Fingerzeig gegeben, daß es Denudationsprozesse, vor allem durch Abspülung, sind, welche sich neben der Thalbildung an der Ausarbeitung des Rostgebirges beteiligten, so daß

---

[1]) Gebirgsstörungen und Erosionserscheinungen südwestlich vom Thüringer Walde. Jahrb. kgl. preuß. geolog. Landesanstalt 1880. S. 60. — Gebirgsstörungen südwestlich vom Thüringer Wald. Ebenda 1884. S. 546.

dessen Entstehung unter ganz denselben Gesichtspunkten zu betrachten ist, wie die Entstehung des übrigen Gebirgslandes.

Nach den Ausführungen über die Wirksamkeit der



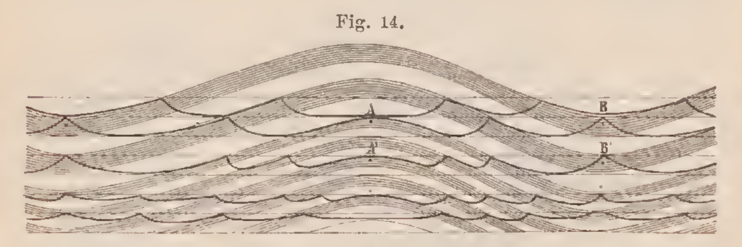
Fig. 13.

Denudation einer gefalteten Schichtfolge.

Flüsse ist es in der That leicht möglich, daß durch fortgesetzte Erosion und Denudation ein aufgebautes Rostgebirge in ein ausgearbeitetes übergeführt wird. Zunächst furchen die Flüsse in die Aufragungen zwischen den

Thalungen Kataklinalthäler mit konkavem Gefälle ein, während die ursprüngliche Oberfläche ein konvexes Gefälle besitzt. Dann ermöglichen sie die Ausräumung der leicht zerstörbaren angeschnittenen Ablagerungen, wobei sich die kataklinalen Abdachungsthäler in ebensolche Durchbrüche verwandeln, deren Vorhandensein sohin für alle ausgearbeiteten Rostgebirge von größter Bedeutung ist. Das sind die Watergaps der Appalachien. Bei der Ausräumung leicht zerstörbarer Schichten zwischen den festeren

Fig. 14.



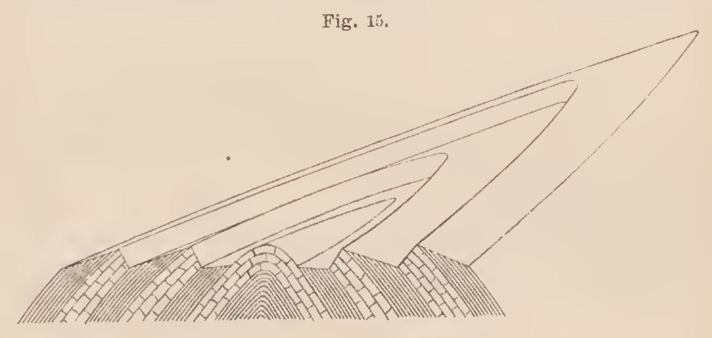
Denudation einer Antiklinalen.

entstehen Denudationsthalzüge, und in diese können die Flüsse durch irgend welche Stauerscheinung gedrängt werden. Außerdem unterstützen die Massenbewegungen, wie gezeigt (Bd. I. S. 224), die Zerstörung der Schichtsättel und die Erhaltung der Schichtmulden. Bei fortschreitender Erosion und Abtragung kann es sich dann leicht ereignen, daß an ein und derselben Stelle erst Thäler, dann Kämme und schließlich wieder Thäler zur Entwickelung kommen.

Dies sollen die Fig. 13 u. 14 veranschaulichen. Fig. 13 zeigt ein mächtiges aus alternierenden leicht und schwer zerstörbaren gefalteten Schichten aufgebautes System. Es sind die verschiedenen Oberflächen eingezeichnet (I—XI), welche das System bei der Abtragung erhalten kann, wenn seine Denudationsniveaus herabrücken und sich annähern. In Fig. 14 zeigen die starken Linien die verschiedenen Oberflächen eines ähnlichen Schichtsystemes, in welchem die unteren Schichten weniger mächtig als die oberen sind. Man sieht deutlich, wie die Zahl der Monoklinalkämme abhängig ist von der Zahl der widerstandsfähigen Schichten, die zwischen je zwei Denudationsniveaus fallen.

Die Kämme eines Rostgebirges sind sehr verschiedenartig entwickelt; ihre Gehänge werden von der Regel beherrscht, daß alle Böschungen, welche sich im Sinne des Schichtfallens erstrecken, die sanfteren, und alle dem Schichtfalle entgegenlaufenden die steileren sind. Synklinal- und Antiklinalkämme pflegen daher symmetrisch abzufallen (solange als die Falten senkrecht stehen), und zwar die ersteren steiler als die letzteren. Die Monoklinalkämme haben hingegen asymmetrische Abdachungen, sie fallen auf der einen Seite

Fig. 15.



Kammanordnung in einer Antiklinalen.

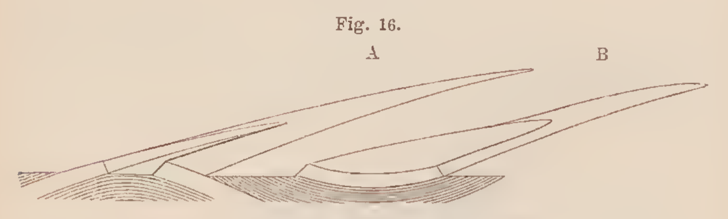
steiler als auf der andern ab. Der Steilabfall liegt in der Richtung des Schichtabbruches, ihn nannte de Saussure[1]) Escarpement. Auch hinsichtlich der Längserstreckung ergeben sich Unterschiede. Die Antiklinal- und Synklinalkämme verlaufen ziemlich geradlinig, und zwar ist ihre Länge stets kleiner als die Länge der Falte. Die Monoklinalkämme hingegen schlingen sich meist in sanft geschwungenen Bögen um einen Antiklinal- und Synklinalkamm herum (Fig. 15), dem ersteren ihren Steilabfall, dem letzteren ihre sanfte Abdachung zuwendend, wie dies namentlich deutlich die Hilsmulde in Norddeutschland, sowie die Adersbacher Kreidemulde in den Sudeten

---

[1]) Voyages dans les Alpes. I. 1779. p. 222.

zeigt[1]); zwei korrespondierende Monoklinalkämme treffen sich dabei und verschmelzen zu einem Antiklinalkamm (Fig. 16 A), wenn sie den Steilabfall einander zuwenden; sie verwachsen zu einem Synklinalkamm, wenn ihre Steilabfälle abgewendet, was der Fall ist, wenn sie eine Schichtmulde umspannen (Fig. 16 B). Allüberall, wo Kammgabelungen im gefalteten Rostgebirge entgegentreten, entstehen Monoklinalkämme. Ein System von zusammengehörigen Monoklinalkämmen erreicht die Länge der Antiklinalen, und es ist fast immer mehrfach durchbrochen, wodurch die im Systeme entstehenden Wasser einen Ausweg erhalten. Als Regel gilt dabei auch hier, daß von

Fig. 16.



Verwachsung von Monoklinalkämmen.

einem Längsthalzuge mehrere Durchbrüche nach außen führen.

Vom Rostgebirge im Schollenlande gelten dieselben Regeln, wie von jenem im Faltenlande; mögen Horste oder Gräben vorliegen, so ist derjenige Teil gewöhnlich der höchste der Landoberfläche, welcher im Gipfelniveau derselben die widerstandsfähigen Gesteine hat; ferner finden sich Steilabfälle dort, wo die Gehänge gegen den Schichtfall der widerstandsfähigen Gesteine laufen. Nur die Erstreckung der Kämme ist wegen der Struktur des Schollenlandes eine andere als beim Faltenlande; die Kämme, namentlich auch die monoklinalen, verlaufen geradlinig, und bei horizontaler Lagerung haben Horst- und Grabenkämme oft eine tafelähnliche Oberfläche, wie die zahl-

[1]) Penck, Das Deutsche Reich. 1887. S. 302 u. 331.

reichen parallel streichenden Kämme, welche Grebe[1]) aus der Gegend von Trier beschrieben hat, oder sind randlich bereits zerteilt, wie die Ränder von Tafelländern. Die mitteldeutsche Gebirgsschwelle ist reich an allen diesen Formen; namentlich das subhercynische Hügelland weist Schwärme von Horst- und Grabenkämmen auf[2]).

Die Entstehung eines ausgearbeiteten Rostgebirges braucht nicht notwendigerweise das frühere Vorhandensein eines aufgebauten Rostgebirges vorauszusetzen. Sobald auf dem Lande irgend welche Faltung oder Schollenbewegung eintritt, werden die ansteigenden Krustenpartieen zerstört, die einsinkenden verschüttet. Es kommt gar nicht zur Entwickelung von intakten Sätteln oder Horsten, von ursprünglichen Mulden- oder Grabenthalungen. Andererseits wird nicht jedes durch Faltung oder Parallelverwerfung entstandene, bezw. entstehende Rostgebirge in ein ausgearbeitetes verwandelt. Letzteres geschieht nur dann, wenn die dislozierte Schichtfolge aus verschieden widerstandsfähigen Gliedern besteht, denn diese bedingen die Entwickelung der ausgearbeiteten Längskämme und Längsthäler. Das Auftreten der ausgearbeiteten Rostgebirge knüpft sich nicht allein an einen bestimmten Gebirgsbau, sondern auch an eine bestimmte Gesteinsbeschaffenheit. Ist letztere homogen, so wird bei fortgesetzter Abtragung der vielfach geschlungene Lauf der Flüsse zwischen den Kämmen sich abkürzen und schließlich den allgemeinen Gefällsverhältnissen des Landes sich ebenso anpassen, wie sonst dem wechselnden Gesteinscharakter; es werden die ursprünglichen langgestreckten Längsthäler allmählich in kürzere sekundäre Abdachungsthäler verwandelt. Nun besteht das Grundgerüst aller Sedimentärgesteine, deren bunter Wechsel die Entstehung von ausgearbeiteten Rostgebirgen begünstigt, aus homogenem Grundgebirge. Die Abtragung aller ausgearbeiteten Rostgebirge muß endlich zur Bloßlegung dieses Grundgebirges führen, in welchem

[1]) Ueber das Ober-Rothliegende in der Trierschen Gegend. Jahrb. d. kgl. preuß. geolog. Landesanstalt. 1881. S. 455.

[2]) Penck, Das Deutsche Reich. 1887. S. 330.

es nicht mehr zur Entwickelung eines ausgearbeiteten Rostgebirges kommt. Die ausgearbeiteten Rostgebirge sind dementsprechend nur vorübergehende Erscheinungen.

Die große Bedeutung des Gesteinscharakters für die Entwickelung von rostförmig angeordneten Kämmen zeigt sich besonders deutlich in Savoien. Im Chablais sind die Sedimentärgesteine homogen entwickelt, es fehlen die Parallelkämme, während sie in der gleich struierten Landschaft von Faucigny, wo ein häufiger Facieswechsel vorkommt, sofort entgegentreten [1]).

Die hier auseinandergesetzten Regeln über die orographische Gestaltung eines Rostgebirges haben sich namentlich beim Studium des Schweizer oder Kettenjura und der Appalachien herausgestellt. Dort war es namentlich Thurmann [2]), welcher die Beziehungen zwischen Gebirgsbau und Oberflächengestalt empirisch aufhellte, während in Amerika P. Lesley in ausgezeichneter Weise den Zusammenhang gewisser Formen und der inneren Struktur klar legte [3]). Ihm folgte Henry Darwin Rogers [4]). Die genetischen Anschauungen dieser drei Forscher standen jedoch noch unter dem Banne der Katastrophentheorieen ihrer Zeit. Die subaërische Entstehung der Escarpements verschaffte sich erst Eingang nach Erörterung über die Entstehung des Weald [5]). Wie die Umwandlung eines aufgebauten Rostgebirges in ein ausgearbeitetes von statten geht, haben de la Noë und E. de Margerie ausführlich dargelegt [6]); die Bedeutung der beiden Denudationsniveaus für die Oberflächengestaltung wurde 1887 an Rostgebirgen gezeigt [7]), und W. M. Davis [8]) führte bald darauf die Wichtigkeit der Lage des unteren Denudationsniveaus für das Zustandekommen von Syn- und Antiklinalkämmen vor Augen.

Folgende Tabelle bringt die Beziehungen zwischen Thälern und Thallandschaften, welche in diesem Kapitel besprochen wurden, zur Darstellung:

---

[1]) M. G. Maillard, Note sur la géologie des environs d'Annecy etc. Bull. des services de la carte géologique de la France. Nr. 6. 1889.

[2]) Essai sur les soulèvements jurassiques de Porrentruy. Mém. Soc. d'histoire naturelle de Strasbourg. 1832.

[3]) Manual of Coal and its Topography. Philadelphia 1856. Vergl. Am. Journ. of Sc. (2). XXII. 1856. p. 302.

[4]) The Geology of Pennsylvania. Philadelphia 1858. I. p. 8—28. II. p. 917.

[5]) Vergl. S. 352.

[6]) Les formes du terrain. p. 139.

[7]) Penck, Ueber Denudation der Erdoberfläche. Schriften d. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntn. Wien. XXVII. 1886/87. S. 431.

[8]) The Science. XII. 1888. p. 320.

Thal.	Thallandschaft.
Geschlossen.	Geschlossen.
Teilweise durch Wallpässe geöffnet.	Geöffnet.
Vollkommen durch Thalpässe geöffnet.	Durchgängig.
Durchbruchthal.	Durchbrochen.
Thalnetz.	Berggruppe.
Radialthäler.	Gebirgsstock.
Querthäler.	Gebirgsfieder.
Tektonische Thäler.	Rostgebirge.

6. Geschichtliches über die Abtragung der Länder.

Die Thallandschaften bilden den überwiegenden Teil der Landoberfläche und sind die morphologischen Zeugen von den ausgedehnten Abtragungen, welche jene erlitten hat. Dieselben erweisen sich im wesentlichen als ein Werk der Erosion und Denudation, und zwar namentlich der Thätigkeit der Flüsse und der Abspülung. Dies ist bereits im vorigen Jahrhundert geäußert worden. Damals entwickelte Guettard[1]) in großen Zügen die Regeln der subaërilen Denudation, gegen welch letztere, wie schon erwähnt, sich besonders J. A. de Luc richtete. Targioni[2]) beschäftigte sich mit der Modellierung der Hügel durch Regenwasser. Daß Playfair und Montlosier die verschiedenen Grade von Erhebungen mit der Widerstandsfähigkeit der Gesteine in Beziehung brachten, ist gleichfalls schon berührt, beide Forscher schrieben diese Verhältnisse vor allem der Abspülung zu. Wie rasch man sich die Gebirgszerstörung unter dem Einflusse der Atmosphärilien dachte, erhellt daraus, daß Ebel[3]) die Umrisse der Schweizer Alpen zeichnete, um nach einer langen Reihe von Jahren bei Vergleichung dieser Aufrisse mit der Alpenkette leicht und bestimmt die Veränderungen bemerken zu können, welche durch alle zerstörenden Kräfte in den Gestalten dieser mannigfaltigen Felsen bewirkt sein werden.

Diese wichtigen Erkenntnisse wurden in der Folgezeit teilweise vergessen. Indem man die Oberflächengestaltung des Landes fast ausschließlich der Krustenbewegung zuschrieb, bestritt man die Entfaltung einer namhaften Abtragung. „Ich habe niemals

---

[1]) Mémoires sur différentes parties de la physique. III. Paris 1774. p. 223.

[2]) Voyage minéralogique etc. en Toscane. Paris 1792. p. 94.

[3]) Anleitung auf die nützlichste und genußreichste Art die Schweiz zu bereisen. 1. Teil. 2. Aufl. 1804. S. 235.

die Ansichten teilen können, nach welchen Gebirgsarten, welche über weite Räume und ganze Länder sich ausgedehnt haben sollen, hätten weggeführt und zerstört werden können", so formulierte noch 1842 L. v. Buch[1]) diesen Standpunkt, welcher allerdings damals schon als unhaltbar hingestellt werden mußte. Denn damals schon hatte v. Carnall[2]) gezeigt, von welch gewaltiger Wirkung die Thalbildung war, da sie den Einfluß der Verwerfungen auf die Oberflächengestalt gänzlich verwischte. Damals schon war ferner durch die Erforschung der Ardennen und von Cornwallis dargelegt worden, daß manche Strecken der Landoberfläche eine sehr starke Erosion erfahren haben müssen[3]). Diese Erfahrungen erhielten eine notwendige Ergänzung durch die Beobachtung von de la Bêche: daß die meisten Gesteine von Cornwallis[4]) und Südwales[5]) von Trümmern vorher existierender Gesteine hervorgegangen sind, welch letztere durch die Wirkungen der Brandung oder durch meteorologische Einflüsse eine „Abrasion" erfahren haben. Ramsay[6]) endlich entwickelte quantitative Werte für die Denudation in Südwales und führte aus, daß man dann, wenn man die Schichtfolge sich wieder ergänzt denkt, gewaltige Höhen über der heutigen Landoberfläche erhält. Die Diskordanz zwischen topographischer und geologischer Oberfläche war damit vollkommen klar gestellt. Allein dies auch durch das Studium der Appalachien gemachte Ergebnis beschränkte man zunächst lediglich auf gefaltete Regionen, während man in den Schollenländern die Grenzen einzelner Schichten nach wie vor mit ehemaligen Uferlinien identifizierte und daraufhin Karten der Meere einzelner Perioden der Erdgeschichte konstruierte. Ébray[7]), Magnan[8]) und Bleicher[9]) erschütterten

---

[1]) Ueber Granit und Gneus. Abhandlgn. d. kgl. Akad. Berlin. 1842 (1844). S. 57—77. — L. v. Buchs Schriften. IV. S. 717.

[2]) Die Sprünge im Steinkohlengebirge. 1835. S. 162 (Arch. f. Min. Geogn. Bergb. u. Hüttenkunde. Kap. IX.)

[3]) Vergl. hierzu Studer, Lehrbuch der physikal. Geographie. 2. Aufl. I. 1847. S. 353.

[4]) Report on the Geology of Cornwall, Devon and West-Somerset. London 1839. p. 37.

[5]) On the formation of the Rocks of South-Wales etc. Mem. geolog. Survey of Great Britain. I. 1846.

[6]) On the Denudation of South-Wales. Mem. geolog. Survey of Great Britain. I. 1846. p. 297.

[7]) Les affleurements des étages ne représentent pas les limites des anciennes mers de la Nièvre. Bull. Soc. géolog. (2). XVI. 1858/59. p. 47.

[8]) Étude des formations secondaires des bords S. O. du plateau central. Bull. Soc. d'Histoire nat. de Toulouse. III. 1869. p. 78. Vergl. Bull. Soc. géolog. (2). XXVII. 1869—70. p. 509.

[9]) Essai de géologie comparée des Pyrénées, du plateau central et des Vosges. Colmar 1870.

diese Anschauungsweise durch das Stadium des französischen Schollenlandes, Bücking brachte einschlägiges Material aus den deutschen Schollenländern bei[1]), eine enorme Denudation wurde auf dem Coloradoplatean[2]) nachgewiesen, und M. Neumayr[3]) gelangte durch das Studium des Jurasystems zur Annahme ungemein weitgehender Abtragungen. Es kann heute als unzweifelhaft gelten, daß die Landoberfläche allenthalben die gewaltigsten Abtragungen, sowohl in den großen Faltungsgebirgen als auch in den Schollenländern, erfahren hat, und zwar ebenso in den reich bewässerten Gebieten Mitteleuropas wie in den trockenen Wüsten des Coloradoplateaus, so daß mit Ausnahme jener Stellen, an welchen eine Akkumulation jetzt noch stattfindet, die Landoberfläche als das Werk einer tiefgreifenden Denudation erscheint.

Ueber die Ursache dieser Denudation sind allerdings die Anschauungen lange auseinandergegangen. Während einige Forscher, wie z. B. Buckland[4]), welcher, wie es scheint, das Wort Denudation zuerst gebrauchte, S. P. Lesley[5]) und Rogers[6]) an große, nicht näher begründete Fluten denken, schreiben Darwin und Lyell[7]) den Meeresströmungen einen großen Anteil an der Denudation zu, und letzterer führte alle bizarren Felsformen eine Zeit lang auf Einwirkungen des Meeres zurück, während de la Bêche und nach ihm Ramsay[8]) namentlich die Brandung als denudierende Kraft, welche eine Abrasion (de la Bêche) bewirkt, würdigten. Es wird sich bei Betrachtung der Küsten Gelegenheit bieten, diese Ansichten eingehender zu besprechen. Die subaërile Denudation durch Regenwasser stellte Greenwood[9]) wieder in den Vordergrund, Jukes[10]) erschloß das Verständnis derselben durch seine klassischen Betrachtungen; A. B. Wynne[11]) wies auf die universelle Verbreitung von deren Werken hin: „Es existiert eine allgemeine Aehnlichkeit zwischen den physikalischen Zügen aller Länder ungeachtet einiger örtlicher Ausnahmen. Diese Aehnlichkeit

---

[1]) Gebirgsstörungen und Erosionserscheinungen südwestlich vom Thüringer Walde. Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt. 1880. S. 60.

[2]) Dutton, Tertiary History of the Grand Cañon District. 1882. p. 61.

[3]) Die geographische Verbreitung der Juraformation. Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. Akad. Wien. L. 1885. (S. 10 d. Sep.-Abdr.)

[4]) Transact. geolog. Soc. London. (2). I. 1828. p. 95. II. 1829. p. 119.

[5]) Manual of Coal. 1856. p. 166.

[6]) The Geology of Pennsylvania. 1858. II. p. 925.

[7]) Vergl. S. 345.

[8]) A Manual of Elementary Geology. 5. Aufl. 1855. p. 78.

[9]) Rain and Rivers. London 1857.

[10]) Report Brit. Assoc. Cambridge. 1862. p. 54.

[11]) Notes on some Physical Features of the Land formed by Denudation. Journ. R. Soc. Ireland. I. 1864—67. p. 256.

der Form scheint auf eine allgemein wirkende Entstehungsursache hinzuweisen, und die letztere wird in den Wirkungen der Atmosphärilien erblickt. Whitaker[1]), mit vielen andern die subaërische Denudation lebhaft vertretend, stellte eine Liste von Subaërialisten auf. Arch. Geikie[2]) endlich lehrte die moderne Denudation kennen und führte aus, wie ein Land durch subaërile Denudation eingeebnet werden kann. Er[3]) wie auch Ramsay[4]) erklärten die gegenwärtige Oberfläche Großbritanniens im wesentlichen durch subaërile Denudation; weit später wurde ein einschlägiger Versuch für Mitteleuropa unternommen[5]), nachdem für die Alpen der große Betrag der Denudation bereits durch Heim[6]) erwiesen worden war. Die durch Untersuchung des Coloradoplateaus gewonnenen Ergebnisse verwertete Gilbert[7]) in einer eingehenden Auseinandersetzung über die Ausarbeitung der Landoberfläche (Land-Sculpture) und ihm folgte Dutton; de la Noë und E. de Margerie[8]) entwickelten ein streng durchgeführtes System über Entstehung der Landoberfläche durch subaërile Denudation.

In Nordamerika haben jüngst William Morris Davis[9]) und W. J. Mc Gee[10]) durch das Studium der Thallandschaften, welche Chamberlin „drainage erosion type" [11]) nannte, der geologischen Untersuchung mannigfache Impulse gegeben. William Morris Davis[12]) legte Gewicht auf das Entwickelungsstadium (Age) der Thallandschaften: Jugend mit engen steilen Thälern, Reife mit breiten Normalthälern, Alter bis zum unteren Denudationsniveau abgetragen. Legt sich darauf letzteres tiefer, so beginnt der Cyklus der Entwickelung von neuem. Davis suchte

---

[1]) On Subaërial Denudation. Geolog. Mag. IV. 1867. p. 447.

[2]) On Modern Denudation. Trans. geolog. Soc. Glasgow. III. 1. 1868. p. 153 (186).

[3]) Lecture on the Origin of the Present Scenery of Scotland. Trans. geolog. Soc. Glasgow. II. 1. 1865. p. 4. — The Scenery of Scotland. 1. Aufl. 1865. 2. Aufl. 1887.

[4]) The Physical Geology and Geography of Great Britain. 1. Aufl. 1863.

[5]) Penck, Das Deutsche Reich. 1887.

[6]) Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. I. 1878. S. 271.

[7]) Geology of the Henry Mountains. 1877. p. 99.

[8]) Les formes du terrain. Paris 1888.

[9]) Geographic Methods in Geologic Investigations. The National Geographic Magazine. Washington. I. 1888. p. 11.

[10]) The Classification of Geographical Forms by Genesis. Ebenda. p. 27.

[11]) Preliminary paper on the Terminal Moraine of the second Glacial Epoch. III^{d} Ann. Rep. U. S. Geol. Survey. 1881/82. p. 291 (305).

[12]) Geographic classification, illustrated by a Study of Plains, Plateaus and their Derivatives. Amer. Assoc. Adv. of Science. 1884.

nun das geologische Alter (Date) der einzelnen Rumpfflächen, welche je das Ende eines Entwickelungscyklus darstellen, zu bestimmen, und es gelang ihm, am atlantischen Gestade der Vereinigten Staaten von Nordamerika eine vortriasische, cretaceische und tertiäre Rumpffläche zu unterscheiden, sowie deren Dislokationen nachzuweisen[1]. Diller[2] und Andrew C. Lawson[3] folgten seinem Beispiele in Californien. Jener wies eine verbogene miocäne Rumpffläche, dieser die Verbiegungen einer pliocänen Rumpffläche nach. Bereits liegt von T. C. Chamberlin[4] ein Vorschlag vor, eine Kartierung der topographischen Züge auf „physiographischer Basis" vorzunehmen, was natürlich nur dort möglich ist, wo sich, wie in Nordamerika, die Krustenbewegung hauptsächlich in Verbiegungen äußert.

Kapitel V.

Die Wannen.

1. Erscheinungsweise.

a) Einteilung.

Wannen sind diejenigen hohlen Formen der Landoberfläche, welche ringsum von ansteigenden Böschungen umgeben sind und dabei eine sich mehr oder weniger scharf absetzende Bodenfläche besitzen. Im Gegensatz zu den ineinander mündenden Thälern kann man sie auch geschlossene Hohlformen nennen. Das Gebiet

---

[1] The Geological Dates of Origin of certain Topographic Forms on the Atlantic Slope of the United States. Bull. geolog. Soc. of America. II. 1891. p. 545. — Vergl. auch E. de Margeric, L'évolution des formes géographiques. Nouvelles géographiques. II. 1892. Nr. 1.

[2] Revolution in the Topography of the Pacific Coast since the auriferous gravel Period. Journ. of Geolog. II. 1894. p. 32.

[3] The Post-Pliocene Diastrophism of the Coast of Southern California. Bull. Departement of Geology University of California. Berkeley. I. 1893. p. 115.

[4] A Proposed System of Chronologic Cartography on a Physiographic Basis. Bull. Geolog. Soc. of America. II. 1891. p. 541.

der Wanne erstreckt sich im allgemeinen so weit, als ihre Böschungen reichen, in bestimmten Fällen, nämlich in allen bis zum Ueberlaufen mit Wasser gefüllten Wannen, den Flußseen, hebt sich jedoch die Niveaulinie des tiefsten Punktes der Wannenumwallung als Uferlinie scharf hervor, welche einen Wechsel in den Abdachungsverhältnissen bezeichnet. Von der Wannenböschung ist die der Wanne zugekehrte Abdachung in der Regel durch eine Geländekante geschieden.

Der Form nach zerfallen die Wannen in Trogwannen mit vorwiegender Längserstreckung und deutlich sich absetzender Bodenfläche, in Kesselwannen mit mehr rundlicher Umgrenzung, in Thalungen, nämlich thalähnlich verlaufende, aber ringsum geschlossene Hohlformen, sowie in Thalwannen, welche Strecken widersinnigen Gefälles in den Sohlen mancher Thäler bezeichnen. Der Wannenboden erscheint vielfach als eine zusammenhängende Ebene; nicht selten aber zerfällt er auch in einzelne Abteilungen, welche durch Rücken voneinander getrennt werden (mehrbodige Wannen); ab und zu endlich ist er ganz uneben, förmlich durchlöchert von kleinen Kesselwannen und voller Einzelberge, die Inseln genannt werden, sobald sie über den Spiegel der Wannenausfüllung aufragen.

Die Erscheinung der Wannen wird wesentlich durch den Grad bedingt, in welchem sie mit Wasser erfüllt sind. Wo rinnendes Wasser auf der Landoberfläche vorhanden ist, erfüllt dasselbe die Wannen bis zum Ueberlaufen. Die Wanne wird solchermaßen in das Flußbett förmlich einbezogen, und man kann dann von Flußseen reden, oder mit Lombardini[1]) von offenen Seen, deren Spiegel in abgetöntem Maße die Schwankungen des Flusses mitmacht und die Gleichsinnigkeit des Gefälles der Landoberfläche vermittelt. Wo rinnendes Wasser auf der Landoberfläche fehlt, da bleiben die Wannen leer; dies ist

[1]) Della natura dei laghi. Mem. Istitut. Lombardo. II. 1845. p. 393. L. Schrenk (Ideen zu einer Hydrographie der Landseen. Dorpat 1852. S. 18) nennt die typischen Flußseen Gliederseen.

im Bereiche trockenen Klimas oder porösen Bodens der Fall. Leere Wannen charakterisieren daher trockene Zonen oder durchlässige Gesteine. Zwischen den Flußseen und den leeren Wannen existieren zahllose Uebergänge. Viele Wannen sind nur teilweise, nicht aber bis zu ihrem Rande mit Wasser erfüllt; sie entbehren des oberirdischen Ausflusses: das sind die geschlossenen Seen Lombardinis. Dieselben erklären sich entweder daraus, daß der Wanne nicht genug Wasser zufließt, um sie bei der herrschenden Trockenheit ganz zu erfüllen, oder weil das Wasser wegen der Porösität des Bodens unterhalb der Wannengrenze unterirdisch abzufließen vermag. Im ersteren Falle hat man es mit einem Endsee[1]) zu thun, dessen Spiegelhöhe durch das Verhältnis zwischen Wasserzufluß und Verdunstung bestimmt wird, daher sehr erhebliche Schwankuugen aufweist [2]). Das fließende Wasser führt in sich gelöste Salze den Endseen zu, welche sich in denselben aufspeichern und dieselben als Salzseen erscheinen lassen. Die Seen hingegen, deren Wasser wegen der Durchlässigkeit des Gesteins irgendwelche Wannen nicht bis zum Rande auszufüllen vermögen, ermöglichen keine Salzanreicherung, da das Wasser mit den Salzen unterirdisch abfließt. Die Abflußmöglichkeit ist aber oft in engen Grenzen gelegen und nicht immer der Zuflußmenge entsprechend. Es schwankt daher auch der Spiegel solcher Seen in bedeutendem Maße. Derartige Seen werden in den deutschen Alpen gelegentlich Blindseen genannt und ebenso heißen sie in Irland (Turloughs) [3]).

Keineswegs alle Endseen sind durch Salzgehalt ausgezeichnet. Nach Jennings[4]) sind die Seen (Bahr-el-Âteibeh und Bahr-el-Hidschaneh), in welchen die Flüsse der Gegend von Damaskus

---

[1]) Instruktionen für den Unterricht an Gymnasien in Oesterreich. 1884. S. 117.

[2]) Ueber den Rhythmus der Schwankungen von Fluß- und Endseen vergl. Brückner, Klimaschwankungen. Geogr. Abhdl. Wien. IV. 2. 1890. S. 87.

[3]) Kinahan, Valleys. 1875. p. 148.

[4]) On the Lakes and Rivers of Damascus. Phil. Mag. (4). XV. 1858. p. 260.

versiegen, süß; dasselbe gilt vom kleinen Aschangisee in Abessinien[1]), vom seichten, mit Salzmooren umgebenen Lopnor im Tarymbecken[2]), vom großen Tsadsee[3]), sowie von zahlreichen kleinen Seen; der Pyramiden-, Walker-, Winnemuca- und Humboldtsee im Great-Basin sind nur schwach salzig. Dies Phänomen erklärt sich entweder daraus, daß die betreffenden Seen nur zeitweilig Endseen sind oder erst seit kurzem als solche existieren. Die erstere Annahme trifft zu für den Tacariguasee, auf dessen Erfüllung mit süßem Wasser Murphy[4]) aufmerksam machte; dieser See wird durch den Pao bald gespeist, bald entwässert; auch der Tsadsee hat nach Nachtigal zeitweilig Abflüsse. Den geringen Salzgehalt der genannten Seen des Great-Basin erklärte J. C. Rusell[5]) durch die Annahme eines jugendlichen Alters, das er mit Hilfe des Salzgehaltes der Zuflüsse zu berechnen suchte. Vielleicht erklärt sich ebenso das süße Wasser des Lopnor, den Przewalsky im Ansteigen fand. Endlich mögen manche Seen, welche als Endseen erscheinen, thatsächlich nur Blindseen sein; das ist die Ansicht Blanfords über den Aschangisee. Sind nicht alle Endseen salzig, so sind auch nicht alle Flußseen süß; die Mansfelder Seen sind wegen der in sie mündenden Solquellen schwach salzig[6]), auch der Nicaraguasee ist nach Crawford[7]) etwas salzig. Der Salzgehalt ist sohin kein morphologisches Merkmal der Seen.

Füllen sich die Wannen von End- oder Blindseen bis zum Ueberlaufen, so verwandeln sich die in ihnen enthaltenen Seen in echte Flußseen und mit dem abfließenden Wasser geht der etwaige Salzgehalt verloren. Umgekehrt können Flußseen bei einer Steigerung der Verdunstung oder durch Oeffnung unterirdischer Abflüsse zu End- oder Blindseen werden. Es gibt einige Seen, welche, den geringen Klimaschwankungen der Gegenwart

---

[1]) G. Rohlfs, Der Aschangi-See in Abyssinien. Z. G. f. E. 1868. S. 229. — W. T. Blanford, Observations on the Geology and Zoology of Abyssinia. 1870. p. 159.

[2]) Przewalskys Reise an den Lop-nor. E.-H. 53. P. M. 1878. S. 7, 21.

[3]) Nachtigal, Sahara und Sudan. II. 1881. S. 77, 357.

[4]) Fresh-Water Lakes without Outlet. Phil. Mag. (4). XXV. p. 160.

[5]) Geological History of Lake Lahontan. Monogr. U. S. Geolog. Survey. XI. Washington 1885. p. 228.

[6]) W. Ule, Die Mansfelder Seen. Inaug.-Dissert. Halle 1888.

[7]) On the Geology of Nicaragua. Rep. Brit. Assoc. 1890. p. 812.

entsprechend, bald als Flußseen, bald als Endseen entgegentreten und sich daher meist durch einen geringen Salzgehalt auszeichnen. Sie werden von Sieger „Niederschlagsseen“ [1]) genannt. Der Tanganjika und Njassa in Afrika gehören nach den Untersuchungen Siegers [2]) hierher; dasselbe gilt vom Neusiedler- und Plattensee in Ungarn, vom See Tacarigua in Südamerika. Ueberwiegt endlich die Verdunstung gänzlich über die Niederschläge, so kann ein Salzsee gänzlich austrocknen und seine Wanne wird leer erscheinen, wie dies zeitweilig z. B. mit dem Neusiedlersee der Fall ist und sich regelmäßig mit den in den Playas des Great Basin befindlichen Playaseen [3]) ereignet. Analog sind die Wannen des Zirknitzersees in Krain, sowie zahlreicher Poljen in Dalmatien und der Herzegowina bald mit Wasser erfüllt und bergen Blindseen, bald sind sie leer, je nachdem die unterirdischen Abflußkanäle die zuströmenden Wasser durchlassen können oder nicht. Der hintere Gosausee im Salzkammergut endlich ist bald Blindsee, bald Flußsee. Der Umstand, daß die Wannen hier leer sind, dort Fluß-, Blind- oder Endseen enthalten, ist begründet in klimatischen oder petrographischen Ursachen, und wie man aus dem Auftreten von leeren Wannen auf sehr trockenes Klima und sehr permeablen Boden schließen muß, so kann man Salz- bezw. Endseen als Zeugen eines minder trockenen Klimas [4]), Flußseen endlich als Anzeichen eines feuchten Klimas betrachten. Morphologisch aber sind leere Wannen, End-, Blind- und Flußseen als Formen der Erdkruste von derselben Art zu betrachten, wenn auch gerade durch die Wassererfüllung die Gestalt der Wanne wesentliche Veränderungen zu erleiden vermag.

Nicht alle Seen erfüllen Wannen, die größten erstrecken sich über Senken, welche mit den Wannen wohl die für die Wasser-

[1]) Die Schwankungen der hocharmenischen Seen. Mitteil. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. XXXI. 1888. S. 414.

[2]) Schwankungen der innerafrikanischen Seen. XIII. Bericht des Vereins der Geographen. Wien 1887. S. 41.

[3]) Russell, Geolog. History of Lake Lahontan. 1885. p. 81.

[4]) D. H. Rogers in Keith Johnston Physical Atlas. p. 56.

erfüllung wichtige Thatsache teilen, daß sie ringsum von höherem Lande umgeben sind, welche aber sich nicht als Hohlformen mit anschaulichen Böschungen darstellen. Hierher gehören z. B. die Hohlebenen, sowie zahlreiche rings umwallte Binnensenken, die man als Seesenken bezeichnen kann. Dieselben schließen sich durch ihre Dimensionen (Flächeninhalt und Tiefe) den Hohlebenen an und unterscheiden sich durch dieselben von den echten Wannen.

b) Die Seen.

Dort, wo stehendes Wasser eine Wanne ganz oder teilweise erfüllt, entwickelt sich eine deutliche Uferlinie, die ihrerseits die Höhengliederung der Wanne zum Ausdruck bringt und je nach deren Gliederung einfach verläuft oder zahlreiche ein- und ausspringende Winkel, Vorgebirge und Buchten zeigt; als isolierte Erhebungen des Bodens treten Inseln entgegen. Während in den leeren Wannen der Trockengebiete die abfließenden Wasser heftiger Regengüsse wenigstens zeitweilig eine außerordentliche Entfaltung zeigen und sonst der Wind die entstandenen Verwitterungsprodukte verweht, so daß hier erodierende und akkumulierende Vorgänge nebeneinander thätig sind, schützt die Wasserbedeckung eine Wanne durchaus vor zerstörenden Massentransporten und bewirkt, daß dieselbe lediglich eine sehr gleichmäßige Akkumulation erfährt. Nur an den Ufern wirken auch erodierende Vorgänge, im wesentlichen verursacht durch die hier eine mechanische Arbeit leistende Wellenbewegung des Wassers, und diese ist es, welche die Uferlinie zu einer morphologischen Umgrenzung des Sees ausgestaltet.

Diese Thätigkeit ist von ganz besonderem Einfluß auf die Ausgestaltung der Wanne. An das Land brandend, schneiden die Wellen, namentlich in die Vorsprünge festen Gesteins, echte Felsterrassen, Seeleisten ein, an welchen die Ufer mit einem Steilabfalle, dem Seekliffe (falaise), abbrechen, ganz ebenso, wie dies an den Küsten des Meeres geschieht; die dabei entstehenden gröberen Trümmermassen lagern sich im Wasser der ruhigen Seen schutthaldenförmig vor der Leiste ab und schütten die Seehalde (mont) auf, welche gelegentlich auf ihrer steil geneigten Unterlage abrutscht, den reichen

Bodenschlamm vor sich aufstauend [1]). Die Oberfläche dieser Seehalde verschmilzt mit der der eingekerbten Seeleiste meist zu einem einheitlichen, den See umsäumenden ebenen Streifen, welcher landwärts durch den aufsteigenden Strand (grève) von dem steil abfallenden Seekliffe getrennt wird, seewärts aber an die unter einem Winkel von 20—25° abgeböschte Seehalde stößt. Dieser seichte ebene Streifen hebt sich bei den meisten Seen durch die lichte Färbung des Wassers hervor; am Bodensee heißt er Wysse [2]), am Genfersee Beine [3]). In kleinen Gebirgsseen haben hie und da Lawinen Löcher in diese Zone geschlagen [4]).

In das ruhige Wasser des Sees sich ergießend, entledigen sich die Flüsse meist hart an ihrer Mündung ihrer Geschiebe und schütten dieselben unter dem Wasserspiegel in ähnlicher Weise auf, wie sich die Schutthalden am Fuße steiler Gehänge anhäufen. So entstehen an ihrer Mündung mächtige Ablagerungen, welche bis an den Wasserspiegel und durch fortgesetzte subaërile Akkumulation wenig über denselben anwachsen, dabei unter einem Winkel von 20—30° steil gegen das Innere der Wanne abfallend. Dies sind die Deltas, deren obere Kante den Wasserspiegel bezeichnet.

Nur in seltenen Fällen, und zwar wohl nur dann, wenn eisigkalte trübe Flüsse sich in wärmere Seen ergießen, zeigt die Böschung dieser Deltas eine Unregelmäßigkeit, indem sich über sie hinab

---

[1]) Pollack, Seeufersenkungen. Zeitschr. d. österr. Ing.- u. Arch.-Vereins. 1889. S. 5. — Die Katastrophe von Zug. Gutachten der Experten Heim, Moser und Bürkli-Ziegler. Zürich 1888. — Schardt, Notice sur l'effondrement du quai du Trait de Baye à Montreux etc. Bull. Soc. Vaud. des Sc. nat. XXVIII. 1892. Nr. 109.

[2]) Eberhard Graf Zeppelin, Ueber die neue Bodenseekarte und die Gestaltung (Relief) des Bodenseegrundes. Verhdl. des X. Deutschen Geographentages. 1893. S. 79. — Die hydrographischen Verhältnisse des Bodensees. Schriften des Vereins f. Geschichte des Bodensees. XXII. 1893.

[3]) Die französische Nomenklatur nach F. A. Forel, Le Léman. I. Lausanne 1892. p. 70.

[4]) Belloc, Sur certaines formes de comblement observées dans quelques lacs des Pyrénées. C. R. CXV. 1892. p. 196.

eine breite, nicht allzu tiefe Rinne erstreckt, die sich unmittelbar an den Fluß anknüpft und den Weg andeutet, welchen die kalten Wasser desselben in die Tiefe des Sees nehmen. Man hat es hier mit einem unterseeischen Flußbette zu thun, wie ein solches bislang nur am Bodensee und am Genfersee nachgewiesen wurde [1]).

Bei größeren Seen werden die gröberen Zerstörungsprodukte der Ufer, sowie die von Flüssen herbeigeführten gröberen Sinkstoffe durch Strömungen oft längs der Ufer verschleppt und liefern das Material für die Anschwemmungen in den Buchten, zur Bildung von Flachufern, der Flachufersäume, der Haken und der Nehrungen. Alle feinen Zerreibungsprodukte der Ufergesteine, sowie die von den Flüssen herbeigeführten schwebenden Bestandteile werden suspendiert in die Seemitte verschleppt, wo sie gleichfalls zu der allmählichen Ausschüttung beitragen. Endlich aber muß als zweifellos gelten, daß aus dem Seewasser die gelösten Substanzen, namentlich Kalkkarbonat, direkt ausgeschieden werden, welche als Seekreide den Boden überdecken [2]) oder als Tuffablagerungen Stellen seichten Wassers mit oft bizarr gestalteten Anhäufungen krönen [3]). Die also zu Boden fallenden schwebenden oder ausgeschiedenen Bestandteile breiten sich über die Seeböschungen und schütten den Seeboden (plafond), am Bodensee Schweb genannt, auf. Derselbe ist meist fast völlig horizontal und stellt den reinsten Typus einer Ebene vor, die bei den Alpenseen oft rechteckigen Umriß besitzt. Muß einerseits die Sedimentausscheidung aus verschieden mächtigen Wassersäulen zu einer Verebnung des Seegrundes führen, weil sich über den tiefsten Stellen das mächtigste Sediment anhäuft, so scheinen die rhythmischen Seeschwankungen der Seiches speziell für die Einebnung des „Schweb" von Einfluß zu sein. In einer wassererfüllten Wanne wirkt also alles dahin, den

[1]) F. A. Forel, Le ravin sous-lacustre du Rhône. Bull. Soc. Vaud. des Sciences nat. XXIII. 1887. Vergl. auch F. A. Forel, Le Léman. I. Lausanne 1892.

[2]) Vergl. hierzu A. Wettstein, Geologie von Zürich und Umgebung. Zürich 1885. S. 50.

[3]) Lithoidischer, thinolitischer und dendritischer Tuff J. C. Russels (Lake Lahontan. p. 190).

Boden allmählich aufzuschütten, den Verlauf der Uferlinie durch Brandung und Akkumulation zu vereinfachen, Vorgebirge zu entfernen und Buchten abzuschnüren, dabei Terrassen bildend, welche morphographisch die Wanne gegenüber ihrer Umgebung deutlich absetzen und bewirken, daß die hypsographische Kurve eines Sees samt seinem Einzugsgebiete an den Seeufern eine Knickung aufweist.

Die geschilderten Prozesse gehen keineswegs allenthalben mit gleicher Intensität von statten. Für die Ausbreitung suspendierter Bestandteile über den Seeboden ist die Art von dessen Wassererfüllung von wesentlichem Einflusse. Salziges Wasser scheidet viel rascher suspendierte Materialien aus, als süßes (vergl. Kapitel Küsten). Naturgemäß beschränkt sich daher die Ablagerung des feinen Schlammes bei Salzseen mehr auf die Ränder als bei den Süßwasserseen. Vor allem aber sind Entfaltung und Wirkung der Brandung bei den einzelnen Seen höchst verschieden. Während an manchen Seen die Wogen lediglich den Fels abwaschen und auf Kalk eigentümliche kugelige Löcher ausspülen [1]) oder karrenähnliche Formen bloßlegen, hat man an den großen Seen Steilufer, Nehrungen und Haken ganz ebenso wie an den Küsten des Ozeans [2]), und es finden sich hier Anzeichen dafür, daß an den Seeufern sehr beträchtliche Massen bewegt werden.

So sind am Ostufer des Michigansees mehrere kleine Seen abgeschnürt, welche Mündungstrichtern von Flüssen entsprechen. Von denselben besitzt der White lake eine Tiefe von 26 m, welche Tiefe der Michigansee erst 11 km vom Ufer erreicht [3]). Man hat es hier daher mit einer an ihrer Basis 11 km breiten Nehrung zu thun, welche durch die Uferströmungen allmählich aufgebaut worden ist.

Die Uebereinstimmung zwischen den Uferformen großer Seen und den Küsten des Ozeans ist eine so vollständige, daß beide

---

[1]) Simony, Ueber Seeerosionen in Ufergesteinen. Sitzb. Akadem. Wien. Math.-naturw. Klasse. LXIII. 1871. S. 193. — Wynne, Notes on some physical Features of the Land formed by Denudation. Journ. R. Geol. Soc. of Ireland. I. 1864/67. p. 256 ff.

[2]) Gilbert, The Topographic Features of Lake Shores. Vth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1883/84. p. 75.

[3]) Woolridge, The River-lake System of Western Michigan. Amer. Geologist. I. 1888. p. 143.

zusammen im Abschnitte Küsten näher betrachtet werden können. Hier möge nur darauf hingewiesen werden, daß das Auftreten echter Küstenformen an Binnenseen ein gewichtiger Fingerzeig dafür ist, daß bei Entstehung dieser Formen die Gezeiten nicht unbedingt mitwirken. Von diesen Formen sind die Deltas an allen Seen entwickelt, in welche Flüsse münden, ebenso sind die Seeleisten und Seehalden fast universell verbreitet, wogegen die kliffähnlichen Steilufer, die Flachufersäume, Haken und Nehrungen nur an größeren Wasserbecken vorhanden sind. Man kennt sie vor allem von den großen nordamerikanischen Seen [1]) und der Lagune von Nicaragua [2]). Kleineren Seen fehlen sie. Es hängt dies damit zusammen, daß auf großen Seen die Wellenbewegung und damit die Brandung viel heftiger ist als auf kleinen. Ist doch nach Stevenson die Wellenhöhe abhängig von dem Abstande bis zur nächsten Luvküste. Der Umstand, daß die Geschwindigkeit der Wellenbewegung sowie die Wellenlänge proportional der Wassertiefe ist, dürfte ferner für große und tiefe Seen eine Steigerung der Brandungsintensität bedeuten, so daß hier kliffähnliche Steilufer entstehen können. Endlich kommen bei großen Wasserbecken viel leichter regelmäßige Uferströmungen zur Entwickelung als bei kleineren; den Uferströmungen aber fällt vor allem der Transport der durch die Brandung losgelösten Materialien, der Aufbau von Flachufersäumen, Haken und Nehrungen zu. Durch letztere schnüren sie die ausspringenden Winkel der Seefläche ab, während sie die einspringenden durch Unterwaschung der Kliffe entfernen. Es zeigen alle großen Binnenseen eine entschiedene Tendenz der Zurundung und Vereinfachung ihrer Uferlinien. An manchen großen Seen gibt es endlich ausgedehnte Uferdünen, wie z. B. am Peipus, dessen Boden nach Helmersen durch die Zerstörungsprodukte der Ufer erhöht wird [3]). Der namhafte Wellengang großer Seen befördert auch die Einebnung des Seebodens. Wird doch z. B. am seichten Plattensee bei heftigem Winde die Wellenbewegung so stark, daß sie den Bodenschlamm aufwühlt und dadurch das Wasser trübt. Wird dann der See wieder ruhiger, so schlagen sich die aufgewühlten Schlammmassen gleichmäßig nieder, wodurch auch eine Schlammausbreitung über den ganzen Seeboden erzielt werden dürfte.

Die Seeleisten (cut terraces), die Seehalden (built terraces), die Seekliffe (seacliffs), die Flachufersäume (embankments), die Nehrungen (barrierbars). Haken

---

[1]) Gilbert, The Topographic Features of Lake Shores. Vth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1883/84. p. 75.

[2]) M. J. Durocher, Etudes hydrographiques sur le lac de Nicaragua. C. R. LI. 1860. p. 118.

[3]) Der Peipussee und die obere Narova. Beiträge z. Kenntnis des Russischen Reiches. XXIV. 1864. S. 55.

(hooke). Hakenschlingen (loops) und Deltas [1]) sind bezeichnende Formen für den Rand wassererfüllter Wannen und sie überdauern nicht selten die Wassererfüllung. In den fast leeren Wannen des Great Basin im nordamerikanischen Westen verraten ausgezeichnete Uferbildungen die Existenz früherer großer Seen, namentlich des Lake Bonneville [2]) und Lake Lahontan [3]), und hier werden dieselben zu einer charakteristischen Oberflächenform des Landes. Derartige Uferbildungen, die man insgesamt als Seeterrassen bezeichnen kann, treten allerdings nicht allenthalben dort entgegen, wo Seen existiert haben oder sehr eingeschrumpft sind. Findet die Senkung des Wasserspiegels langsam und kontinuierlich statt, so wie dies bei Flußseen infolge der Durchsägung von deren Schwellen der Fall ist, so vernichtet die Abspülung die charakteristischen Delta-, Strandwall- und Steiluferformen bereits während des Seerückzuges. Anders dort, wo sich der Seespiegel infolge von klimatischen Ursachen oder eines plötzlichen Durchbruches seines Riegels ziemlich rasch senkt. In diesen Fällen bleiben die Uferbildungen ziemlich intakt, wie z. B. an den eben erwähnten Lokalitäten in Nordamerika und im Bereiche ehemaliger durch Gletschereis aufgestauter Seen.

Solcher Art sind die Seeterrassen, welche das ehemalige Dasein eines gewaltigen Eissees, den W. Upham [4]) Lake Agassiz benannte, in der Gegend des heutigen Winnipegsees anzeigen; ein weiteres vielfach diskutiertes Beispiel liefern, wie zuerst L. Agassiz erkannte, die Parallel-Roads von Lochaber in Schott-

---

[1]) Die englische Nomenklatur nach Russell, Lake Lahontan, p. 87, und nach Gilbert, Studies on Lake Shores.

[2]) Gilbert, Contributions to the History of Lake Bonneville. IInd Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1881/82. p. 161. — Lake Bonneville. Monographs d. Survey. I. 1890. p. 23—90.

[3]) J. C. Russell, Geological History of Lake Lahontan. Monographs U. S. Geolog. Survey. XI. 1885.

[4]) Whinchell, Ann. Rep. Geolog. Survey of Minn. I. 1872. p. 63. VI. 1877. p. 31. — Warren Upham, Lake Agassiz. Bull. Minnesota Acad. Natur. Sc. II. 1883. Teilweise abgedruckt in The Upper Beaches and Deltas of the Glacial Lake Agassiz. Bull. U. S. Geolog. Survey. Nr. 39. 1887. Vergl. auch Ann. Rep. Geolog. Survey of Minnesota. VIII. 1879. p. 84. XI. p. 137.

land. Es sind dies drei übereinander gelegene alte Seeterrassen, Seehalden, entstanden zu einer Zeit, als das Lochaberthal durch Eismassen versperrt war, so daß sich hier ein See aufstaute, der nach einander, beim Rückzuge des Eises, drei in verschiedenen Niveaus gelegene Auswege hatte und dementsprechend drei verschiedene Stände aufwies [1]. Bemerkenswert ist, daß die Uferbildungen der amerikanischen Seen seit ihrer Entstehung disloziert worden sind. (Vergl. Bd. I. S. 427.)

Jede mit Wasser erfüllte Wanne ist ein Gebiet lakustrer Akkumulation. Durch dieselbe wird sie allmählich zugeschüttet. Der Spiegel eines jeden Flußsees ferner wird dadurch konstant tiefer gelegt, daß sein Abfluß fortwährend sein Bett vertieft; dadurch wird der Umfang der Wanne verkleinert und dieselbe kann bei stetem Sinken ihrer Grenzen in einzelne Wannen zerfallen. Alle Flußseen erfüllen daher Wannen, welche verschwinden, und zwar um so rascher, je größer die Flüsse sind, welche sie durchströmen, denn um so größer ist durchschnittlich die herbeigeführte Sedimentmenge, um so lebhafter das Bestreben des Abflusses, sein Bett zu vertiefen. Weit langsamer erfolgt das Verschwinden der Wannen von Endseen; denn wenn auch der Teil der Wanne, welchen sie einnehmen, allmählich zugeschüttet wird, so erfolgt damit nur eine Verdrängung der Wassermasse, kein unmittelbares Verschwinden der Seewanne. Es schwellen in Zuschüttung begriffene Endseen in dem Maße an, als ihre Wanne verkleinert wird, bis sie endlich zum Ueberfließen und damit zum Erlöschen kommen. Klimatische Verhältnisse dürften allerdings die Regelmäßigkeit dieses Vorganges meist stören. Schwillt ein Endsee an, so vergrößert er sein Areal und damit die Fläche, auf welcher

---

[1]) Vergl. Jos. Prestwich, On the Origin of the Parallel Roads of Lochaber and their bearing on other Phenomena of the Glacial Period. Proc. R. Soc. London. XXIX. 1879. p. 6. — James Geikie, The Great Ice Age. 2nd ed. 1877. p. 228. — Jolly, The Parallel Roads of Lochaber. The Nature. XXII. 1880. p. 68. — T. F. Jamieson, Supplementary Remarks on Glen Roy. Quart. Journ. geolog. Soc. XLVIII. 1892. p. 5. — Eine Abbildung gibt Chr. Sandler, Die Lochaber Strandlinien. Mitt. d. Vereins f. Erdkunde. Leipzig. 1888. S. 195.

Verdunstung von statten geht, so daß durch die Steigerung der letzteren seine Wassermasse gemindert wird. Dies kann zu einem völligen Verschwinden des Sees führen, während die Wanne bestehen bleibt. Jeder See trägt also den Keim seines Erlöschens in sich, und falls die Entstehungsursache seiner Wanne nicht anhaltend fortwirkt, so verschwindet er und mit ihm wohl meist seine Wanne. Es sind daher alle Seen lediglich vorübergehende Erscheinungen auf der Landoberfläche und daher Gebilde jugendlicher Entstehung. Wo sie auftreten, findet entweder die Fortbildung der Wannen noch statt, bezüglich hat vor nicht langer Zeit stattgefunden, oder es sind kürzlich erst leere Wannen infolge eines Klimawechsels mit Wasser erfüllt worden.

Die Seen sind durch ihre Wassererfüllung und durch ihre scharf ausgesprochenen Uferlinien weit auffälligere Gebilde der Landoberfläche als die bloßen leeren Wannen, deren Umgrenzung erst durch genaue geodätische Arbeiten feststellbar ist. Auf die Seewannen beschränken sich daher auch die Versuche, verschiedene Wannen durch ihre Maße miteinander zu vergleichen. Fr. Simony ermittelte das Verhältnis der größten Tiefe zur Fläche, Länge und mittleren Breite der Seen des Salzkammergutes [1]), und ihm folgte A. Geistbeck [2]). Besser als der Vergleich zwischen Fläche G und Tiefe t ist der zwischen Quadratwurzel aus der Fläche und der Tiefe t, also $\left(\frac{\sqrt{G}}{t}\right)$, welcher angibt, um wie viel größer eine Seitenlänge der quadratisch gedachten Seefläche als deren Tiefe ist. Der Wert $\sqrt{\frac{G}{\pi}}$ ist nach Bd. I. S. 69 der Radius R der Seefläche, welchen man der mittleren Uferferne gegenüberstellen kann, die analog der mittleren Meerferne (vergl. Bd. I. S. 72) zu bestimmen ist. Hierdurch erhält man wohl den besten Ausdruck für die Umrißverhältnisse des Sees, welche man auch durch Werte über die Uferentwickelung und Gliederung (vergl. Bd. I. S. 65) charakterisieren kann. Das Verhältnis der Seetiefe zum Seeradius ($t:R$) stellt die mittlere Böschung des Seegrundes bei einfachster kegelförmiger Gestalt dar; dieser zu Vergleichen gut geeignete Wert ist bei Alpenseen durchschnittlich 2,5mal kleiner als die mittlere Böschung.

---

[1]) Die Seen des Salzkammergutes. Sitzb. d. k. Akad. Wien. Math.-naturw. Klasse. IV. 1850. S. 542.

[2]) Die Seen der deutschen Alpen. Mitteilungen des Vereins für Erdkunde. Leipzig 1884. S. 203 (282).

Der Vergleich zwischen der größten und mittleren Tiefe, welche letztere nach den Bd. I. S. 37 gegebenen Regeln zu bestimmen ist, gibt einen Einblick in die räumlichen Verhältnisse der Seewanne. Ist die Seewanne konisch, so ist ihre mittlere Tiefe ein Drittel der größten, was namentlich bei reich gegliederten Wannen der Fall ist, meist beträgt die mittlere Tiefe 50—60 % der maximalen; man hat dann paraboloidähnliche Seewannen vor sich; bei anderen Wannen wird sich voraussichtlich die mittlere Tiefe nur auf einige Prozente der maximalen belaufen, das sind neiloidähnliche Wannen. Bei ihnen verläuft der Seeboden zwischen Ufern und tiefstem Punkte konvex, bei den paraboloidähnlichen Wannen konkav, bei den konischen geradlinig. Von besonderem Werte für die Charakteristik des Seebeckens ist aber der Quotient $G:U$, das Seeareal dividiert durch die Länge des Erdumfanges. Ist dieser Quotient größer als die größte Tiefe des Sees, so liegt nach S. 208 eine Seesenke vor (vergl. Bd. I. S. 91). Eine vollständige Morphometrie liegt bisher nur vom Bodensee vor; dieselbe [1]) enthält zugleich eine praktische Verwertung der Bd. I. S. 37—80 entwickelten Formeln.

c) Die leeren Wannen.

Zwischen den wassererfüllten und den leeren Wannen herrscht ein nicht unwesentlicher morphologischer Gegensatz. Sind jene im wesentlichen Gebiete subaquatischer Anhäufung, so daß an ihren Böschungen und an ihrem Boden monotone Formen herrschen, so nehmen die leeren Wannen unter dem Einflusse der subaërischen Massentransporte ziemlich unregelmäßige Formen an. Ihre Böschungen werden wie die Thalgehänge durchfurcht und zerrissen, während an ihrem Boden allerdings meist auch Anhäufungen, wenn auch unregelmäßiger Art, stattfinden. Man hat es da nicht bloß mit Schutthalden und Schuttkegeln unregelmäßiger Flüsse zu thun, sondern namentlich auch mit Dünen. Hier wird jedoch die naturgemäße Akkumulation am Wannenboden durch den Wind gehindert, welcher die herbeigeführten Trümmer ausfegt. Keine der hierbei entstehenden Formen kann jedoch als charakteristisch für die Wannen gelten.

---

[1]) Penck, Morphometrie des Bodensees. Jahresber. der geogr. Gesellsch. München. XV. 1892/93. S. 119.

2. Struktur und Entstehung.

Die Wannen der Landoberfläche umfassen keinen bestimmten Strukturtypus. In vielen Fällen sind sie echte aufgebaute Formen; dies gilt von allen jenen Wannen, welche durch Schichtbiegungen oder Verwerfungen, durch Umwallung oder Einsenkung entstanden sind. Andere Wannen hängen von vulkanischen Vorgängen ab, andere wieder sind unzweifelhaft ausgearbeitete Formen und bezeichnen Stellen, wo durch Massentransporte eine Wegnahme von Material stattgefunden hat. Viele Wannen sind dadurch entstanden, daß rings um eine gewisse Stelle eine Anhäufung von Material stattfand, und sind daher den aufgesetzten Formen zuzuzählen. Zahlreiche Wannen endlich sind eingelagerte Formen, welche durch Abdämmung irgend einer bestehenden Hohlform entstanden. Sie sind abgedämmte Wannen.

Gemäß dieser Verschiedenheit ihrer Struktur gestaltet sich auch die Entstehung der Wannen in mannigfaltiger Weise. Es ist nicht wie bei der Thalbildung im wesentlichen die Entfaltung eines einzigen Prozesses, sondern es sind alle auf der Landoberfläche wirkende Kräfte, alle Arten Krustenbewegungen, Massenbewegungen und Massentransporte, welche direkt oder indirekt zur Wannenbildung führen.

Allenthalben unregelmäßig, selten über große Strecken mit gleicher Intensität erfolgend, kann die Bewegung der Erdkruste Wannen anlegen. Jede Muldenbildung, mag sie die Schichtfaltung begleiten oder mag sie in einer geringfügigen Einbiegung ausgedehnter Krustenteile bestehen, hat die Entstehung von Wannen zur Folge, die man als Mulden- oder Synklinalwannen bezeichnen kann. Wannen werden ferner dort gebildet, wo isolierte Stücke der Erdkruste als Senkungsfelder oder Schichtgräben einbrechen; es sind dies die Einbruchwannen. Umwallungswannen werden dadurch angelegt, daß sich rings um eine Scholle herum Gebirge erheben. Die Krustenbewegung kann ferner Wannen dadurch bilden, daß sie die Regelmäßigkeit bereits bestehender Abdach-

ungen unterbricht, indem sie z. B. die Kontinuität des Thalgefälles aufhebt. So entstehen Abriegelungswannen. Endlich aber sind die Spalten, welche hie und da aufreißen, echte Wannen (Spaltwannen).

Eine ganz besondere Mannigfaltigkeit der Wannenbildung knüpft sich an vulkanische Erscheinungen. Wannen entstehen dort, wo sich große Explosionen ereignen (Ausbruch- oder Explosionswannen), ferner durch Aufschüttung von vulkanischen Materialien rings um die Eruptionsstätte die Kraterwannen, welche durch zahlreiche Uebergänge mit den Explosionswannen verknüpft sind. Findet die vulkanische Aufschüttung quer vor einer Abdachung statt, so wird letztere abgesperrt und in eine vulkanische Abriegelungswanne verwandelt. Die sich ergießenden Lavaströme dämmen Thäler ab und bilden dieselben in Lavadammwannen um; ihre Oberfläche selbst nimmt beim Erkalten oft sehr unregelmäßige Oberfläche an, es entstehen hier gelegentlich (bei Massenergüssen) Einsenkungen, die Lavawannen.

Bereits bei Betrachtung der Massentransporte auf der Landoberfläche ist auf die verschiedene Möglichkeit dadurch bewirkter Wannenbildung hingewiesen worden, und es seien hier die einzelnen in Betracht kommenden Punkte nur kurz zusammengestellt. Es erodiert das rinnende Wasser in verschiedenster Weise Wannen. Die Kolke in den Flüssen, die Aufprallstellen der Wasserfälle, endlich die Strudellöcher oder Riesentöpfe sind verschiedene Arten durch die erodierende Thätigkeit der Flüsse gebildeter Wannen, welche, da sie in den Flußbetten entstehen, sich gewöhnlich der Beobachtung entziehen. Hören aber aus klimatischen oder anderen Ursachen die Flüsse auf zu fließen, so treten die entstandenen Wasserkolke deutlich als Wannen entgegen. Hierhergehörige Formen sind ferner die Kolke, welche bei Hochfluten, besonders infolge von Dammbrüchen, entstehen, sowie die toten Flußarme oder Altwasser, welche bei Abkürzung von Flußschlingen gebildet werden. Dass Gletscher Wannen erodieren können, ist oben ausführlich begründet worden, ebenso ist auf die

Wannenbildung durch Winderosion schon hingewiesen worden. Alle solche durch erodierende Massentransporte entstandene Wannen seien Kolke genannt.

Die Massentransporte bilden aber namentlich auch durch ihre unregelmäßige anhäufende Wirkung Wannen. Wenn auch das fließende Wasser im allgemeinen bei seiner aufschüttenden Thätigkeit zu nivellieren strebt, so wird doch dies Ziel nicht immer erreicht. Es bleiben in Gebieten fluviatiler Akkumulation nicht selten Partieen ausgespart, um welche ringsherum eine lebhafte Aufschüttung erfolgt. Dies sind die Anschwemmungswannen. Außerordentlich begünstigt ist die Wannenbildung im Bereiche der stets sehr unregelmäßigen glacialen Akkumulation; zwischen den oft verworren abgelagerten Moränenwällen finden sich hier zahlreiche Moränenwannen. Ebenso finden sich zwischen den Dünenzügen in der Regel Wannen äolischen Ursprungs, die Dünenwannen. Auch im Ablagerungsgebiete subaërisch lediglich unter dem Einflusse der Schwere erfolgender Massenbewegungen treten nicht selten Wannen auf. Dieselben sind häufig auf den Schuttablagerungen der Bergstürze (Schuttwannen). Alle diese Wannenformen können als Umschüttungswannen bezeichnet werden und denselben können auch jene Kraterwannen zugezählt werden, welche lediglich durch subaërile Aufschüttungen vulkanischer Materialien umgeben sind.

Ein besonderer Typus von Wannen knüpft sich an partielle Bewegungen, Umlagerungen und Lösungen innerhalb ein und desselben Gesteinskörpers. An dieser Stelle müssen die flachen Wannen genannt werden, welche nicht selten auf zusammensitzenden Alluvionen an den Stellen entstehen, wo dies Zusammensitzen besonders lebhaft erfolgt (Versenkungswannen [1]). Hierher sind die Fugen zu stellen, welche sich in den Abrißgebieten der Bergstürze bilden; dieselben stellen zunächst schmale, spaltenähnliche Abrißwannen dar, welche sich oft zu breiteren, wenn auch stets kleinen Wannen erweitern,

---

[1]) v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. S. 273.

wie solche gelegentlich auf Bergrücken entgegentreten. Das bei Bergschlipfen aufgequetschte Erdreich umschließt ferner nicht selten kleine Aufquetschwannen. Die Stellen von Schlammvulkanen sind durch Schlammkraterwannen ausgezeichnet, welche mehrfach die Eruptionsthätigkeit überdauern. Eine große Zahl von Wannen führt sich auf Einbrüche unterirdischer Hohlräume zurück, dies sind die Einsturzwannen, welche namentlich auch über unterirdisch abgebauten Lagerstätten nutzbarer Mineralien auftreten. Den Einsturzwannen sind auch jene zuzuzählen, welche über einem von Moränen und Schotter gänzlich begrabenen, allmählich abschmelzenden toten Gletscher entstehen. Dagegen müssen von ihnen die gleichfalls meist trichterförmigen Wannen streng getrennt werden, welche das in löslichen Gesteinen versiegende Wasser durch Ausweitung der Fugen schafft und welche hinsichtlich ihrer Entstehung den Höhlengängen der Kalkgebirge an die Seite zu stellen sind. Sie seien Lösungswannen genannt. Eine besondere Form derselben sind die Quelltöpfe, jene Trichterwannen, aus welchen mächtige Quellen aufsprudeln. Die blinden Thäler oder Trichterthäler sind hier anzureihen. Es sind dies Thäler, welche nach irgend welchem unterirdischen Abfluß des Wassers hineingeschnitten sind. Die Materialien, welche das Wasser bei seinem Wege in die Tiefe löst. gibt es zu Tage tretend vielfach wieder ab, damit mächtige Sinterablagerungen aufbauend, welche, wie schon oben angedeutet, oftmals wannenförmig gestaltet sind. Dies sind die Sinterwannen. Hieran anschließend sei auch der Wannen gedacht, welche hie und da auf Hochmooren entstehen und dadurch bedingt sind, daß sich die sanfte Wölbung des Hochmoores nicht vollkommen schließt (Hochmoorwannen). Torfmoore dämmen auf Lewis ferner kleine Wannen ab [1]).

Vor allem aber entfaltet sich die Wannenbildung

---

[1]) J. Geikie, Glacial Phenomena of the Long Island or outer Hebrids. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XXIX. 1873. p. 532 (543).

durch oberflächliche Massenbewegungen dort, wo quer vor eine bereits bestehende Abdachung ein Damm gelegt wird, so daß Abdämmungswannen entstehen, welche je nach der Art des Dammes in zahlreiche Einzelabteilungen zerfallen. Es kann das rinnende Wasser selbst Dämme vor die Schöpfungen seiner erodierenden Thätigkeit, vor Thäler und gleichsinnige Abdachungen legen; es können sowohl die Flüsse der Nebenthäler das Hauptthal durch ihre Schuttkegel aufstauen, wie auch umgekehrt der Fluß des Hauptthales durch seine Anschwemmungen die Nebenthäler absperren kann. Im ersteren Falle entstehen Schuttkegelwannen, im letzteren Flußdammwannen. Analoges kann sich bei einer Gletscherentwickelung ereignen. Die in ein Hauptthal mündenden Gletscher der Nebenthäler können ersteres abdämmen; umgekehrt können die Gletscher von Hauptthälern die Mündung von Nebenthälern sperren und letztere in Wannen verwandeln. Wannen entstehen ferner nicht selten im Winkel zwischen zwei sich vereinigenden Gletschern, begrenzt durch zwei Gletscher und ein Stück Thalgehänge. Dies sind verschiedene Typen von Eisdammwannen[1]), welche oft Gletscherseen bergen, oft aber auch leer sind, wenn der Eisdamm löcherig ist. Die Abdämmung durch Eis wird meist durch Ablagerung von Moränen unterstützt, so daß nach Rückzug der Gletscher Moränenwälle bestehen bleiben, welche Moränendammwannen absperren. Solche Moränendammwannen werden auch an den Gletscherenden gebildet, wenn es hier zur Entstehung von mächtigen Endmoränen kommt. Auch Bergstürze, Schutt- und Schlammströme können Wannen abdämmen, es entstehen Schuttdammwannen. Eine besondere Form derselben entsteht durch Vermittelung der Schneefelder. Der auf dieselben herabfallende Schutt gleitet auf ihnen abwärts und häuft sich an ihrem Fuße an. Schmilzt dann der Schneefleck, so bleibt dieser Schutt als Wall liegen (Schneehaldenfußwannen). End-

---

[1]) Vergl. Heim, Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart 1885. S. 64.

lich können sich Dünen quer vor Thäler legen und letztere in Dünendammwannen verwandeln. Der mit diesen Arten der Abdämmungswannen verwandten Lavadammwannen ist oben schon gedacht.

Zahlreiche Wannen sind durch künstliche Abdämmung entstanden, indem flache Thalpartieen durch Dämme zu Teichen aufgestaut wurden. Dahin gehören die Teiche der bayerischen Oberpfalz und des südlichen Böhmens, vor allem aber die zahllosen Wasserflächen Dekkans, deren in Maisur 40000 zum Zwecke der Bewässerung angelegt sind[1]).

Alle die genannten Abdämmungsprozesse können subaëril von statten gehen, sie können sich aber auch unter Wasserbedeckung vollziehen, so daß von bereits bestehenden Wasserflächen, vom Meere oder von Binnenseen kleinere Flächen losgeschnürt werden. Man kann derartig entstandene Wannen als Abschnürungswannen bezeichnen. Eine große Rolle spielen dieselben an den Meeresküsten und mögen gelegentlich der Betrachtung dieser letzteren eingehender gewürdigt werden. Daß derartige Formen auch an den Ufern von Binnenseen vorkommen, ist schon erwähnt. Man hat es hier vielfach mit Einschwemmungswannen[2]) zu thun, dadurch entstanden, daß ein Fluß sein Delta quer über einen See hinwegbaut und von demselben einen Zipfel abschnürt. Ebenso kommen in Seedeltas gelegentlich Deltawannen vor, welche gleichsam Lücken im Delta darstellen. An großen Seen, wo Uferströmungen Uferwälle und Nehrungen aufwerfen, werden durch dieselben Zipfel der großen Wanne losgeschnürt, die sich analog den Haffen der Meeresküste verhalten und als Binnenhaffwannen gelten können. Alle diese Wannen können diejenigen, von welchen sie abgeschnürt sind, überdauern. Es fehlt den Binnengewässern nur jene Gruppe von Abdämmungswannen, welche an den Meeresküsten durch Korallenthätigkeit gebildet werden. Subaquatische Abdämmungen kommen auch in Flüssen vor,

---

1) B. R. Branfill, Notes on the Physiography of Southern India. P. R. G. S. London. VII. 1885. p. 719 (723).

2) v. Richthofen, Führer f. Forschungsreisende. 1886. S. 267.

indem treibendes Holz, schwimmende Grasinseln oder selbst Biberbauten den Flußlauf gelegentlich absperren, und dessen Bett wenigstens zeitweilig in eine Wanne verwandeln [1]). Derartige Flußstauwannen sind an Flüssen im natürlichen Zustande nicht selten, erweisen sich aber stets als rasch vorübergehende Erscheinungen. Der Aufstau eines Flusses kann auch durch die Hochwasser eines anderen geschehen, es entstehen Hochflutwannen.

So gibt es denn eine große Anzahl von Möglichkeiten der Wannenbildung, allein die verschiedenen hier namhaft gemachten Vorgänge bringen keineswegs Gebilde derselben Maße hervor. Es halten sich die Kolke des rinnenden Wassers, weil letzteres nie auf großen Flächen wirkt, in bescheidenen Grenzen. Ebenso sind die meisten Umschüttungswannen mit Ausnahme der Anschwemmungswannen in der Regel klein. Gleiches gilt von allen Wannen, die sich auf Bewegungen und Umlagerungen innerhalb ein und desselben Gesteinskörpers zurückführen. Wannen namhafter Dimensionen entstehen infolge von Krustenbewegungen und Abdämmungen, ferner durch diejenigen Massenbewegungen, welche über große Flächen gleichzeitig energisch wirken. Dies sind vor allem die Vergletscherungen, denn die Windwirkungen können sich wegen der geringen transportierenden Kraft des Windes nirgends auf großen Flächen stark entfalten und vermögen wohl sehr ausgedehnte Gebiete auszublasen, nie aber dieselben tief auszufurchen.

3. Verbreitung.

Wie groß auch die Möglichkeit einer Wannenbildung auf der Landoberfläche ist, so wirkt letzterer doch meist das spülende und rinnende Wasser, die universellste der auf der Landoberfläche thätigen Kräfte, entgegen. Selbst zwar hie und da zur Wannenbildung führend, er-

[1]) Herm. Credner, Die Beeinflussung des topographischen Aufbaus gewisser Landstriche Nordamerikas durch den Biber. P. M. 1869. S. 139.

strebt dasselbe im allgemeinen die Herstellung eines gleichsinnigen Gefälls. Die Wannenbildung ist daher nur dort möglich, wo ihre Ursache rascher als Abspülung und Flußerosion wirksam ist, und damit ist ein wichtiger Fingerzeig für das Verständnis der geographischen Verbreitung der Wannen gegeben.

Das gegenseitige Verhältnis der Intensität von Krustenbewegung und rinnendem Wasser ist oben bereits erörtert worden. Es hat sich gezeigt, daß das rinnende Wasser trotz aller Krustenbewegungen die gleichsinnige Abdachung des Landes herzustellen und aufrecht zu erhalten vermag. Hiernach ist die Bildung geschlossener Wannen nur dort möglich, wo die Krustenbewegung mit außerordentlicher Intensität auftritt, oder wo umgekehrt die Entfaltung des rinnenden Wassers eine ungewöhnlich geringe ist. Letzteres ist auf großen Teilen der Landoberfläche der Fall, nämlich einerseits aus klimatischen Ursachen in den Wüsten und Steppen, wo die Flüsse wegen der überwiegenden Verdunstung versiegen, andererseits aus petrographischen Gründen in Gebieten durchlässiger Gesteine. Wüsten, Steppen und permeable Felsarten sind danach der eigentliche Schauplatz der subaërilen Wannenbildung infolge der Krustenbewegung. In der That trifft man hier sehr zahlreiche Wannen, welche aus den oben dargelegten Gründen entweder leer sind oder nur Endseen bergen. Da nun die Intensität der Krustenbewegung schwerlich gerade in den Trockengebieten größer ist, als in den gut benetzten Teilen der Kruste, so leitet die dargelegte Thatsache zu der Anschauung, daß sich die fragliche Art der Wannenbildung weniger an Stellen besonders heftiger Krustenbewegung, sondern vielmehr an Orte ausnahmsweise geringer Erosion und Denudation durch das rinnende Wasser knüpft.

In Einklang hiermit sieht man, daß sich die Wannen nicht an einen bestimmten Strukturtypus der Erdkruste knüpfen. Während sie z. B. in den Schollenländern des Great Basin ausgezeichnet entwickelt sind, fehlen sie den Schollenländern am atlantischen

Gestade Nordamerikas und in Mitteleuropa. Die Grabenversenkungen erscheinen im trocknen Syrien als halbleere Wannen, in Mitteleuropa bergen sie Ebenen, wie z. B. die oberrheinische Tiefebene. Zwischen den Andenketten Südamerikas liegen in den Trockengebieten Wannen; in den reich benetzten Zonen aber ist das zwischen ihnen gelegene Land in das Bereich der gleichmäßigen Abdachung einbezogen.

Ein ganz entsprechendes Ergebnis läßt sich aus der Entwickelung von Wannen im Bereiche der durchlässigen Gesteine entnehmen. Wannen begleiten alle Kalkgebirge, mögen dieselben durch Verwerfungen oder Faltung entstanden sein. So sieht man Wannen im Schweizer Jura, während die ganz ähnlich struierten, aber aus impermeablen Schichten aufgebauten Waldkarpathen deren entbehren. Große geschlossene Hohlformen, Poljen genannt, treten in den dinarischen Alpen in Dalmatien, der Herzegowina, Bosnien und Montenegro ausschließlich dort entgegen, wo Kalke herrschen, und sie setzen augenblicklich dort aus, wo andere Gesteine zu Tage treten. Alle größeren Wannen der Balkanhalbinsel, soweit sie nicht größere Ströme und die Küsten begleiten, liegen im Bereiche von Kalken verschiedenen Alters; derselbe Strukturtypus des Landes hat hier bald Wannen, bald entbehrt er solcher, je nach dem herrschenden Gesteine.

Die bislang erwähnten Wannen sind ausschließlich aufgebaute, es muß aber wohl als zweifellos gelten, daß zahlreiche Wannen in Trockengebieten dadurch entstanden sind, daß früher bestandene gleichsinnige Abdachungen infolge von Krustenbewegungen, durch Abriegelung, in Wannen verwandelt worden sind; so dürften zahlreiche flache Wannen in den Senken inmitten der Festländer entstanden sein.

Daß in der That hier mancherorts eine Veränderung in den Abdachungsverhältnissen vollzogen ist, erhellt aus den Verbiegungen der alten Seeterrassen im Great Basin, welche Bd. I. S. 427 erwähnt worden sind.

Ebenso ist es wahrscheinlich, daß manche flache Wanne im Bereiche permeabler Gesteine durch Veränderungen in den Abdachungsverhältnissen entstanden ist, jedoch fehlen hierüber gleichfalls noch eingehende Unter-

suchungen. Auch die Frage, ob in Trockengebieten und auf permeablem Boden durch die Krustenbewegung Thalabriegelungen geschehen sind, kann noch nicht durch Hinweis auf einzelne Beispiele beantwortet werden. Dass solche Thalabriegelungen wirklich vorkommen, lehrt das große japanische Erdbeben vom Jahre 1891 (vergl. Bd. I. S. 420). Der gehobene Flügel der damals gebildeten Verwerfung riegelte mehrere Thälchen ab; die dadurch entstandenen kleinen Seen konnten jedoch leicht wieder trocken gelegt werden, was auch ohne Zuthun des Menschen durch Einschneiden ihres Abflusses bald geschehen wäre. Noch sind aber die Gefällsverhältnisse der Trockenthäler in den Wüstengebieten zu wenig bekannt, um hier erfolgte dauernde Abriegelungen zu erweisen. Man ist in dieser Hinsicht immer noch auf eine ältere Angabe von Darwin angewiesen, laut welcher bei Huaraz 280 km nördlich Lima das Gefälle eines Thales durch Erhebungen umgekehrt worden sei [1]). Hieraus hat Peschel [2]) ganz allgemein gefolgert, daß die Erosion nicht der Krustenbewegung Schritt halten könne, ohne zu berücksichtigen, daß dieselbe von einem an Niederschlägen außergewöhnlich armen Lande berichtet worden. Jedenfalls muß aber im Auge behalten werden, daß es fast nirgends Gebiete gibt, in denen nicht wenigstens zeitweilig heftige Regengüsse die Entstehung temporärer Flüsse verursachen, welche durch ihre bedeutende Geschiebeführungen die entstandenen Gefällsstörungen in den Thälern ausgleichen. Wenn ferner die Trockenthäler der Kalkgebirge häufig ungleichsinniges Gefälle haben, so kann sich dies auch, wie unten gezeigt werden soll, auf anderem Wege als unter dem Einflusse der Krustenbewegung entwickeln.

Außer in den Trockengebieten und im Bereiche durchlässiger Gesteine setzt die Wirkung des rinnenden Wassers auch dort aus, wo stehendes Wasser vorhanden ist. Unter zusammenhängender Wasserbedeckung kann

---

[1]) Reisen eines Naturforschers. Deutsch von Carus. Stuttgart 1875. S. 412. Ein weiteres Beispiel von Gefällsveränderungen eines Flusses in Peru liefert Tschudi (Reisen in Peru. II. S. 8).

[2]) Neue Probleme. 2. Aufl. 1876. S. 159.

die Krustenbewegung daher voraussichtlich auch Wannen bilden. Stehendes Wasser ist aber auf der Landoberfläche nur in Wannen vorhanden, und eine subaquatische Wannenbildung auf der Landoberfläche setzt daher bereits die Existenz von Wannen voraus, kann also nicht als primäre Ursache der Wannenbildung gelten. Dagegen kann diese Art der Wannenbildung indirekt Wannen der Landoberfläche bilden, indem sie entweder bereits vorhandene Wannen in mehrere Einzelwannen zergliedert (Zergliederungswannen) oder indem die Umgebungen submarin entstandener Wannen an das Land angegliedert werden. Man hat es dann mit abgegliederten Meeresteilen, mit Abgliederungswannen zu thun, welche sich naturgemäßerweise auf die Gebiete von Landgewinn beschränken.

Die Möglichkeit einer Wannenbildung durch tektonische Prozesse ist daher immer nur auf bestimmte Gebiete beschränkt; anders verhält es sich mit der Wannenbildung durch vulkanische Vorgänge; letztere können wegen der Schnelligkeit, mit welcher sie erfolgen, allenthalben in allen Klimaten geschlossene Hohlformen bilden. Man kennt Explosionswannen in den regenreichen Tropen, wie z. B. auf Sumatra, wie im Bereiche bloßer Winterregen in Italien und auf Neuseeland, wo die Tarawera-explosion eine gewaltige Wanne schuf. Kraterwannen kommen in den Tropen ebenso vor wie im trockenen Great Basin. Lavaströme der Diluvialperiode haben bis heute Thäler in der reich benetzten Auvergne in Wannen verwandelt, ebenso haben vulkanische Schutt- und Schlammströme in verschiedenen Breiten Thäler abgedämmt.

Dieselben Betrachtungen, wie für die Wannenbildung durch Krustenbewegung, gelten auch für die Wannenbildung durch Massentransporte. Auch diese letzteren können nur dann geschlossene Hohlformen erzeugen, wenn Erosion und Denudation des fließenden und rinnenden Wassers aussetzen, nämlich vor allem in Trockengebieten, wo namentlich die Windwirkung ihre auskolkende und umschüttende Thätigkeit entwickeln kann, ferner in Gebieten glacialer Bedeckung, wo das Gletschereis Wannen

ausschleifen, Moränenwannen und Moränendammwannen aufbauen kann, weiter unter Wasserbedeckung, wo namentlich Abschnürungen erfolgen können, endlich an Stellen, wo eine besonders heftige Akkumulation durch Massentransporte die Entwickelung der Denudation und Erosion zurückdrängt, also in allen Aufschüttungsgebieten.

Jede einmal gebildete Wanne bleibt eine Zeit lang, bevor sie in die allgemeine Abdachung einbezogen wird, nach dem Schwinden ihrer Entstehungsursache bestehen, und zwar um so länger, je größer sie ist und je weniger sie Anzapfungen und Zuschüttungen ausgesetzt ist. Subglacial, subaquatisch und in Trockengebieten gebildete Wannen können die Gletscher- und Wasserbedeckung, sowie die Trockenheit des Klimas überdauern und sich in reichlicher benetzten Ländern finden, in welchem Falle sie von süßem Wasser bis zum Rande erfüllt und in Flußseen verwandelt werden. Da im allgemeinen in feuchteren Ländern Wannen nur ausnahmsweise, nämlich in Aufschüttungsgebieten, auf permeablem Boden und durch vulkanische Kräfte entstehen, so zeugt in ihnen das Auftreten der tektonischen Wannen und der Kolke von stattgehabten klimatischen oder geographischen Veränderungen. Da nun das Klima sich durch allmähliche Verschiebung einzelner Zonen ändert, so darf man in der Nähe eben jener Zonen, wo heute Eisbedeckung oder Trockenheit die Wannenbildung begünstigen, am ehesten das Auftreten von verschiedenen Arten von Flußseen erwarten, während in den Trockengebieten, wie schon erwähnt, leere Wannen und Endseen herrschen, in den Gletschergebieten aber die hier noch entstehenden Wannen sich durch ihre Eisbedeckung der Beobachtung entziehen. Ebenso kann eine Veränderung in der Wasserbedeckung nur durch eine Verschiebung der Uferlinien erfolgen, so daß in der Nähe von Ufern, namentlich von denen des Meeres, Wannen erwartet werden dürfen, welche je nach den klimatischen Verhältnissen, unter welchen sie auftreten, leer, mit Endseen oder mit Flußseen erfüllt sein können. Man findet daher die Wannen nicht bloß am Schauplatze von deren heutiger Bildung, son-

dern auch in dessen Nachbarschaft, gleichsam peripherisch auftretend.

4. Geschichtliches über Wannenbildung.

In sehr ungleichem Maße haben die Wannen die Aufmerksamkeit älterer Forscher gefesselt; viel mehr als die leeren sind die wassererfüllten untersucht worden, und was bisher über die Entstehung der Wannen geäußert worden ist, fällt größtenteils mit den Theorieen über die Bildung der Seen zusammen. Diese Ansammlungen stehenden Wassers brachte man von vornherein gern mit dem Meere in Beziehung und betrachtete sie gerne als Ueberreste desselben. Eine der ältesten eingehenderen Klassifikationen der Seen nach ihrer Entstehung, jene von Jean Claude Delametherie[1]), nennt in erster Linie die Seen, die das Meer bei seinem Rückzuge auf dem festen Lande zurückgelassen hat. Diese Klasse von Seen kehrt in den meisten späteren Klassifikationen wieder. Man dachte sich das Land mit unebener Oberfläche den Fluten entstiegen, in den zahlreichen geschlossenen Hohlformen blieb das Meerwasser zurück. In feuchtem Klima wurde dasselbe allmählich durch süßes Wasser verdrängt, es entstanden Flußseen, deren Abflüsse die ursprünglichen Wannen anzapften und aufschlossen, welch letzterer Vorgang, wie Boblaye[2]) treffend bemerkte, dort fehlt, wo vermöge der Porosität des Bodens eine unterirdische Entwässerung Platz greift, so daß sich aus „geognostischen“ Ursachen geschlossene Becken bilden, bezw. erhalten. In trockenen Gebieten, wo die Verdunstung die Niederschläge aufzehrt, bleiben die ursprünglichen Wannen aus meteorologischen Gründen bestehen und bewahren das Salzwasser des Meeres als Salzsee. So denkt z. B. noch Buist[3]), so Dittrich[4]). Dieser Gedankengang liegt ferner den Erwägungen Babinets[5]) und Peschels[6]) zu Grunde. Die beiden letzteren suchten ebenso, wie es schon A. E. Zimmermann gethan hatte, die Abstammung zahlreicher ausgesüßter Binnenseen vom Meere durch deren Fauna zu erweisen, und Peschel nannte „Reliktenseen“ diejenigen, deren

[1]) Theorie der Erde. Leipzig 1797. II. S. 293.

[2]) Expédition de Morée. Géologie. 1832. p. 308. — Ueber die hydrographischen Verhältnisse Moreas. Poggendorffs Annal. XXXVIII. 1836. p. 253.

[3]) Die hauptsächlichsten Vertiefungen an der Oberfläche des Erdballes. Ausland. 1855. S. 537.

[4]) Die stehenden Landgewässer der Erde. Ausland. 1859. S. 156.

[5]) Sur les variations séculaires dans le dégré de la salure des mers et sur les acclimatisations de la nature. C. R. LII. 1861. p. 265.

[6]) Die Entwickelungsgeschichte des stehenden Wassers auf der Erde. Ausland. 1875. — Neue Probleme. Nr. 13.

Fauna die Hinterlassenschaft einer marinen darstellt. G. R. Credner wies die Unsicherheit dieses von Martin Duncan[1]) sehr betonten Argumentes ausführlich nach und dehnte die Bezeichnung Reliktenseen auf alle Seen marinen Ursprungs aus[2]) — welche Krümmel[3]) Exklaven nannte —; er unterschied also mit Peschel zwei Hauptklassen von Seen, solche ozeanischen und kontinentalen Ursprungs[4]).

Eine solche Trennung wurde in der obigen Seenklassifikation nicht durchgeführt, da die Wannen nach der Art ihrer Entstehung eingeteilt wurden. Dagegen bot die Betrachtung der Wannengebiete Gelegenheit, auf den Ort der Entstehung hinzuweisen, und es wurden die später zu betrachtenden Küstenwannen als Losgliederungen und Abschnürungen vom Meere hingestellt. Sie sind also Reliktenseen im Sinne von G. R. Credner, und zwar ausschließlich sie sind es, da sich von keiner anderen Wanne der marine Ursprung erweisen ließ. Allerdings führt G. R. Credner einige Wannen der schon erörterten Gebiete als Reliktenseen auf, vor allem den Kaspisee samt Aralsee, sowie manche Salzseen des Han-hai. Was den ersteren anbelangt, so muß dessen Becken als ein kontinental entstandenes bezeichnet werden (S. 246), und gleiches gilt wohl auch vom benachbarten Aralsee; für die Salzseen der großen innerasiatischen Senke aber ist der ozeanische Ursprung durch keinerlei direkte Beobachtung erweisbar. Ferner führt G. R. Credner als Emersionsseen zahlreiche Wannen der nordeuropäischen Rundhöckerlandschaft auf, welche nach der Vergletscherung unter Meer gelegen gewesen sind und später von demselben isoliert wurden. Allein der marine Ursprung der Wannen dieser Seen ist durch G. R. Credner nicht erwiesen; ihre Lage in den Rundhöckerlandschaften weist vielmehr auf eine glaciale Entstehung hin, wenn auch die Möglichkeit postglacialer subaquatisch erfolgter Verbiegungen in ihrem Bereiche wohl zu beachten ist. Allein diese Verbiegungen betrafen eben glacial ausgestaltete Flachländer, und wenn sie auch subaquatisch erfolgten, so ist für ihre Bildung die Art der Wasserbedeckung belanglos; man müßte denn sonst so verwandte Bildungen, wie die Seen Finnlands und jene des mittleren Schwedens, wie die Wannen des Champlaingebietes und der großen nordamerikanischen Seen, mit Credner von einander trennen.

Die Reliktenseen im Sinne Credners, die Seen ozeanischen Ursprungs älterer Autoren, beschränken sich auf die Küsten. Zwar ist auch der Boden der Kontinente vielfach marinen Ursprungs, aber es hat derselbe doch längst die Gestalt des Meeresbodens unter dem Einflusse der auf dem Festlande wirkenden Kräfte verloren,

---

[1]) On Lakes and Their Origin. Proc. Geolog. Assoc. VII. 1882. p. 298.

[2]) Die Reliktenseen. I. E.-H. 86. P. M. 1887. S. 2.

[3]) Morphologie der Meeresräume. 1879. S. 37.

[4]) Die Reliktenseen. II. E.-H. 89. P. M. 1888. S. 49.

und die Wannen im Innern der Festländer sind ausschließlich kontinentalen Ursprungs [1]).

Neben den Wannen mariner Entstehung hat man die kontinentalen Ursprungs frühzeitig kennen gelernt. Ihre Bildung hat man vielfach mit den katastrophenhaft gedachten Erhebungen der Gebirge, mit gewaltigen Einstürzen sowie mit großartigen Fluten in Beziehung gebracht. Desor [2]) ist der letzte Vertreter dieser Anschauungen, welche in dem Maße zurückgedrängt worden sind, als sich die Ansicht befestigte, daß die Landoberfläche durch das allmähliche Gegeneinanderwirken exogener und endogener Vorgänge herausgebildet ist, und daß die Erscheinungen, welche man auf enorme Wasserfluten zurückführte, größtenteils durch Gletscher erzeugt worden sind. Je genauer man die Wirkungen des rinnenden Wassers kennen lernte, desto mehr beschränkte sich der Umfang der Wannen, welche man direkt durch das Wasser gebildet erachtete, desto mehr befestigte sich die Ansicht, daß der Wannenbildung durch Krustenbewegung vor allem das rinnende Wasser entgegenwirke.

Daß durch die gegenwärtig auf der Landoberfläche wirkenden, also exogenen Kräfte Seen, bezw. Wannen gebildet werden können, ist seit dem Altertume bekannt. Diesen Umstand übersieht O. Peschel [3]), wenn er die Dammwannen Sonklarsche Seen deswegen nennt, weil Sonklar zuerst durch ihre Entwickelungsgeschichte die Wissenschaft bereichert habe; er übersieht ferner, daß die Dammseen bereits als eine eigene Seenklasse bei Delametherie erscheinen.

Wenn auch sehr zahlreiche Arten von Wannenbildungen längst bekannt sind, so sind doch die eingehenderen Wannenklassifikationen verhältnismäßig neu. Bemerkenswert ist, daß nach dem schon erwähnten Versuche von Delametherie ein so ausgezeichnetes Werk wie das von Fr. Hoffmann [4]) der Seen gar nicht gedenkt, und daß B. Studer [5]) lediglich deren Wasserinhalt würdigt. Erst 1867 gab G. Bischof [6]) eine ausführlichere, durch Beispiele belegte genetische Einteilung der Seen, dann folgten Versuche gleichzeitig von S. J. Wallace [7]), von F. v.

---

[1]) Vergl. Penck, Einfluß des Klimas auf die Gestalt der Erdoberfläche. Verh. d. III. Deutschen Geographentages. 1883. S. 78.

[2]) De la physiognomie des lacs Suisses. Revue Suisse. XIII. 1860. p. 1, 139. — Sur l'origine des lacs Suisses. Arch. bibl. univers. Genève. 1863. XIX. p. 89.

[3]) Die Entwickelungsgeschichte des stehenden Wassers. Neue Probleme. S. 178.

[4]) Physikalische Geographie. Berlin 1837.

[5]) Lehrbuch der physikalischen Geographie. 2. Aufl. Bern 1847.

[6]) Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. 2. Aufl. I. S. 288.

[7]) Lakes and Lake Regions. Proc. Am. Ass. Adv. Sc. 1870. p. 182.

Richthofen[1]) und die erwähnte von Peschel. 1882 veröffentlichten J. D. Whitney[2]), G. K. Gilbert[3]), W. M. Davis[4]) und Verfasser[5]) Seenklassifikationen; von den beiden letzteren Autoren wurden unabhängig voneinander die Hauptgruppen von Wannen aufgestellt, welche oben angenommen sind, nämlich die aufgebauten Wannen (Konstruktions- oder orographische Wannen nach Davis, tektonische Wannen nach Penck), die ausgearbeiteten (Destruktions- oder Erosionswannen von Davis, Erosionsseen bei Penck), die aufgesetzten (Enclosure Basins von Davis, Umwallungsseen nach Penck), die abgedämmten (Barrier Basins von Davis, Abdämmungsseen bei Penck), die Einsturzwannen (Penck, bei Davis unter die übrigen aufgeteilt); genau dieselben Hauptgruppen stellt G. R. Credner[6]) auf, während F. v. Richthofen[7]) von den Abdämmungsbecken Abgliederungsbecken (Abschnürungswannen), von den aufgebauten Wannen die Explosionswannen und die der kontinentalen Gliederung noch eigens abtrennt. Kürzlich hat W. M. Davis[8]) eine neue, etwas abweichende Klassifikation aufgestellt.

Wie oft nun auch das gesellige Auftreten von Seen bemerkt worden ist, so hat man darin vielfach nur den Ausdruck rein klimatischer Verhältnisse, nämlich des Vorhandenseins von Wasser, um leere Wannen auszufüllen, erblickt, und in diesem Sinne ist das Seenphänomen, z. B. auch von Peschel und Whitney, als ein meteorologisches aufgefaßt. Schon durch die Beobachtung von Leblanc, daß die Seen des Nordens in das Bereich der erratischen Erscheinungen fallen (vergl. S. 256), war ein wichtiger Fingerzeig dafür gegeben, den Ursprung dieser Wannen im Glacialphänomen zu suchen, wie dies dann später durch Ramsay wirklich geschehen ist. Daß die Trockengebiete allgemein durch Wannen ausgezeichnet sind, wurde 1883 gezeigt[9]). Aber erst 1886 stellte F. v. Richthofen in seinem Führer für Forschungsreisende eine allgemeine regionale Gruppierung der Seen auf, welcher sich die hier aufgestellte nahe anschließt.

---

[1]) In Neumayer, Anleitungen zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen. 1875. S. 291.

[2]) The Climatic Changes of later geological times. Mem. Mus. Comp. Zoology. Cambridge. Mass. VII. 1882. p. 12.

[3]) In Wheeler, Report Geogr. and Geolog. Expl. west. 100th meridian. III. p 111.

[4]) On the Classification of Lake Basins. Proceed. Bost. Soc. Natur. History. XXI. 1882. p. 315.

[5]) Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882. S. 315. Vergl. auch Ausland. 1883. S. 423.

[6]) Die Reliktenseen. I. E.-H. 86. P. M. 1887.

[7]) Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 262.

[8]) Science. X. 1887. p. 142.

[9]) Penck, Der Einfluß des Klimas etc. Verh. d. III. Deutschen Geographentages. 1883.

Kapitel VI.

Die Wannen- und Seenländer.

1. Einteilung.

Das gesellige Auftreten der Wannen ist bezeichnend für die Wannenländer. In denselben kommen mehr oder weniger große Strecken mit ungleichsinniger Abdachung vor, welche entweder bloße Unterbrechungen ausgedehnter gleichsinniger Abdachungen oder auch die Zentren für solche darstellen. Im ersteren Falle sind die Wannen vielfach bis zum Ueberlaufen mit Wasser erfüllt, welches die Gebiete der ungleichsinnigen Abdachung gänzlich verdeckt und gleichsam verschwinden läßt, das Wannenland erscheint dann als Seenland. Im letzteren Falle sind die Wannen ganz oder teilweise leer und sind die Zentren ausgedehnter Binnengebiete.

Ist für die Thallandschaften der Zusammenhang der Vertiefungen bezeichnend, so ist für das Wannenland jener der Höhen das Charakteristische. Es fehlt ihm eine bestimmte horizontale oder vertikale Gliederung. Die Verteilung der Wannen ist häufig eine ganz unregelmäßige, seltener zeigen sie in ihrer Erstreckung einen bemerkenswerten Parallelismus, nur örtlich ordnen sie sich Thalsystemen unter. Große und kleine Wannen sind meist vergesellschaftet; denn die regionale Begünstigung der Wannenbildung läßt die verschiedensten Ursachen derselben sich entfalten.

Eine gewisse Unregelmäßigkeit in der Gestaltung zeichnet das Wannenland vor dem Thallande aus. Leere Wannen machen sich zwar landschaftlich nur dann geltend, wenn sie steilwandig sind, und flache, den Hohlebenen sich nähernde Wannen entziehen sich häufig der Beachtung. Sobald aber Seen die Wannen erfüllen, da heben sich flache und steile Wannen in gleicher Weise deutlich durch einen Spiegel stehenden Wassers hervor, und die unscheinbarste Hohlform tritt ebenso scharf

wie die markanteste entgegen. Dann verwischt sich auch der Unterschied zwischen Hohlebenen und Wannen und erst eine Auslotung des Sees erteilt über die wahre Natur seines Beckens Aufschluß. Die Betrachtung der mit den Wannenländern auf das innigste verbundenen Seenländer führt daher naturgemäß zur Würdigung einiger Hohlebenen und der denselben verwandten Binnensenken.

Große Unentwickeltheit zeichnet die gesamten Wannenländer in hydrographischer Beziehung aus. Die Länder mit leeren oder halbgefüllten Wannen sind die Schauplätze versiegender Flüsse. In den Seenländern ist der Verlauf der Wasseradern häufig ein sehr unregelmäßiger; Stamm- und Abdachungsflüsse, Haupt- und Nebenflüsse heben sich nicht scharf voneinander ab, vollständige Umkehrungen in der Richtung der Flüsse sind nicht selten, auch Bifurkationen kommen vor. Die Wasserscheiden sind häufig unbestimmt.

Die Wannenbildung wird nach den vorangehenden Ausführungen in allen Fällen durch das Aussetzen der erodierenden und denudierenden Thätigkeit des Wassers auf der Landoberfläche begünstigt, also infolge 1. von Trockenheit, 2. der Durchlässigkeit des Bodens, 3. des Eintretens akkumulierender Massentransporte, ferner 4. zusammenhängender Wasserbedeckung und 5. Eisbedeckung. Alle diese Momente sind häufig auf großen Flächen wirksam, und dort, wo sie wirken und wo sie gewirkt haben, findet ein geselliges Auftreten der verschiedenen Arten von Wannen statt, kommen also Wannenländer vor, zumal auch die einzige universelle Ursache der Wannenbildung, nämlich die vulkanischen Kräfte, in ihren Aeußerungen gesellig auftreten. Man kann daher als Wannenländer bezeichnen:

a) Die Trockengebiete samt ihrer Peripherie.

b) Die Gebiete ehemaliger Vergletscherungen, gleichsam die Peripherie des heutigen Gletscherbereiches.

c) Die Gebiete durchlässiger Gesteine.

d) Die Gebiete ausgedehnter Akkumulation durch rinnendes Wasser, also die in Fortbildung begriffenen Ebenen.

e) Die Vulkangebiete.

f) Die Hochgebirgsländer als Gebiete örtlich besonders heftiger Aufschüttungen durch Bergstürze, Wildbäche, als Gebiete von Gesteinsbewegungen und Umlagerungen, als Schauplätze heutiger und früherer Vereisungen.

Endlich sind die Küsten häufig durch Wannen ausgezeichnet; sie stellen die Randzonen der subaquatischen Wannenbildungen dar. Der Küstenwannen wird in einem späteren Kapitel bei Betrachtung der Küsten gedacht werden.

2. Die Wannen der Trockengebiete.

a) Verbreitung der großen Wannen.

In den großen Trockengebieten der Landoberfläche versiegt das rinnende Wasser, kann also das Meer nicht erreichen. Nach ihnen zu richten sich die binnenländischen Abdachungen, die ihrerseits reichlich benetzt sein können und daher wenigstens zu einem großen Teile den Formenschatz der Thallandschaft bergen. In den eigentlichen Trockengebieten aber herrscht die Wannenbildung in großem Maßstabe. Der Umfang derselben entzieht sich zwar heute noch der Kenntnis; denn die Wannen und Binnensenken sind hier begreiflicherweise leer oder nur teilweise mit Wasser erfüllt, ihre Grenzen können erst durch genaue geodätische Operationen festgelegt werden, und dies vorzunehmen hat bisher die Unwirtlichkeit der Gebiete gehindert. Man kann daher nur in den allergrößten Zügen die Gebiete der fraglichen Wannenbildung umschreiben. Man trifft Endseen auf den kleinasiatischen Hochlanden neben ausgedehnten Wannen, die sich an permeable Gesteine knüpfen. Persien stellt zwischen den Ketten des Elburs und Zagros eine ganze Folge meist leerer Wannen und Wannensenken dar, und dieselben sind durch Syrien und ganz Arabien verbreitet. Zahlreiche salzige Endseen zeichnen das Hochland von Tibet aus; die große Senke zwischen den Ketten des Kwenlun und Tienschan birgt auf ihrem Areale von über

600 000 qkm die verschiedensten wassererfüllten oder leeren Wannen und stellt selbst eine große Binnensenke dar. Weitere leere Wannen zeichnen die Wüste Gobi, die Senken zwischen dem östlichen Tienschan und Altai, sowie zwischen letzterem und der Tannu-Ola aus. Große Endseen begleiten den Nordfuß des Elburs und des Tienschan, und unter ihnen befindet sich der größte und tiefste aller Endseen, der kaspische. Ausgedehnte leere Wannen und Wannensenken herrschen in einem noch festzustellenden Umfange in der Sahara und der Kalahari. Endseen finden sich im östlichen äquatorialen Afrika. Fast das ganze australische Festland wird von leeren oder nur teilweise gefüllten Wannen und Senken eingenommen. In Nordamerika ist das Great Basin zwischen dem Wahsatchgebirge und der Sierra Nevada reich an leeren oder nur teilweise mit Wasser erfüllten Wannen, welche sich bis hart an den kalifornischen Golf erstrecken. Leere Wannen treten im Hochlande des nördlichen Mexico auf. Im Vereine mit Salzseen zeichnen sie das bolivianische Hochland zwischen den beiden Andenketten sowie das westliche Argentinien aus. Jeder Erdteil hat also leere oder von Endseen eingenommene Wannen, und dieselben kommen selbst auf Inseln, wie z. B. auf Haiti, vor. Aber ihr eigentlicher Schauplatz sind die Kontinentalgebiete; die Wüstenzonen der Erde, welche namentlich zwischen dem 15. und 45. Parallel beiderseits des Aequators entfaltet sind, besitzen in den leeren oder mit Endseen erfüllten Wannen ebenso charakteristische morphologische Merkmale, wie die übrigen Zonen im echten Thallande. Dazu gesellen sich die bezeichnenden hydrographischen Eigentümlichkeiten: Das häufige gänzliche Fehlen von Flüssen, oder das Vorhandensein kurzer, zusammenhangloser, meist periodischer Gerinne, die sich nach in der Regel salzigen Endseen richten.

Eine Vorstellung von dem Wannenreichtume eines Trockengebietes gewährt die Westhälfte des Festlandes Australien. Sie ist überstreut mit zahlreichen einzelnen Endseen, welche häufig gänzlich austrocknen. Denkt man sich deren Wannen bis zum

Ueberlaufen gefüllt, so erhält man einen ähnlichen Reichtum an Flußseen, wie ihn Finnland aufweist, und voraussichtlich ein ähnlich verwickeltes Flußnetz. Jetzt fehlt ein solches gänzlich. Man trifft allenthalben nur auf kurze Flußläufe, die sich nach den Endseen richten, und die nicht zu bestimmten Systemen zusammentreten.

Die Binnensenken und Wannen sind in den Trockengebieten auf das innigste vergesellschaftet. Die ersteren gehören nach ihren räumlichen Verhältnissen zu den Senken, welche sich sonst zwischen Gebirge einschalten; die letzteren ordnen sich den ersteren unter; sie bilden die charakteristischen Züge der Landschaftsphysiognomie, während jene sich erst in den großen Erhebungsverhältnissen hervorheben und landschaftlich erst dann zur Geltung kommen, wenn sie Wasseransammlungen bergen.

Die großen Wannensenken und kleinen Wannen der Trockengebiete knüpfen sich nicht an ein bestimmtes Niveau. Sie zeichnen Hoch- und Tiefländer aus, und in letzteren ereignet es sich mehrorts, daß sowohl ihr Boden als auch selbst der Spiegel des in ihnen auftretenden Sees unter dem Meeresniveau gelegen ist. Derartige Stellen, mögen sie echte Wannen oder Binnensenken sein, haben als „Depressionsgebiete [1])“ besondere Aufmerksamkeit erregt; sie beschränken sich naturgemäßerweise auf die Trockengebiete; in allen übrigen Ländern sind die nicht wenigen Wannen, deren Boden unter dem Meeresspiegel gelegen ist, selbstverständlich mit Wasser erfüllt. Die wichtigsten Depressionsgebiete sind (größtenteils nach G. R. Credner [2]):

	Spiegelhöhe des Endsees	Bodenhöhe der Wanne
1. Das Bereich der kaspischen Depression:		
Kaspisee	— 26 m	— 1124 m
Untergeordnete Depressionen:		
Bogdo-See	— 6	?
Elton-See	— 8	?
Aidin	—	— 30

[1]) Rusegger. Die Depressionen der Erdoberfläche. Wiener Ztg. 1844. Nr. 69, 70, 71. — Buist, Die hauptsächlichsten Vertiefungen an der Oberfläche des Erdballes. Ausland 1855. S. 537.

[2]) Die Reliktenseen. E.-H. 86. P. M. 1887. p. 33.

	Spiegelhöhe des Endsees	Bodenhöhe der Wanne
2. Das Bereich der Jordandepression:		
Totes Meer	−394 m	− 793 m
Untergeordnete Depressionen:		
Bahr-el-Huleh	− 6	?
Tiberias-See	−208	− 250[1]
3. Die Depressionen des Fayum:		
Birket-el-Querun	− 40	− 55
Rajan	—	− 60
4. Die Depression von Alolebodd (Danakilküste)	− 61	?
5. Die Depression des Birket-el-Asal (Tadschurabai)	−174	?
6. Die Depressionen der Libyschen Wüste:		
Sittrah-See	− 15	?
Oase Barthen	—	− 20
Oase Sinah	—	− 29
Oase Uttiah	—	− 30
Oase Aradsch	—	− 75
7. Die Depressionen der algerischen Schotts:		
Chott Asloudj	—	− 2
Chott-el-Rarsa	—	− 21
Chott Melrir	—	− 32
8. Die Depressionen der Coloradowüste:		
Dry Lake	−100	—
Untergeordnete Depression:		
Big Laguna	− 21	—
9. Die Depression des Death-Valley. Cal.	—	− 33,5[2]

Neben diesen zweifellos sichergestellten Depressionen werden noch folgende angeführt:

10. Die Depressionen des Natrunthales (Aegypten) mit einer Tiefe von 2 m, deren Betrag innerhalb der wahrscheinlichen Fehlergrenzen der barometrischen Messungen liegt.
11. Die Depression von Turfan[3]), nach barometrischen Messungen 50 m tief.
12. Das Gebiet des Lake Eyre, das in neuerer Zeit wieder als Depressionsgebiet mit −15 m Höhe angesprochen wird[4]).

---

[1]) Th. Barrois, Sur la profondeur du lac de Tibériade. C. R. Soc. de géogr. 1893. p. 449.

[2]) Wheeler, Rep. U. S. Surveys West of the 100th mer. II. Washington 1877. p. 559. Hier werden die Beobachtungen von 7 Stationen aus dem Death Valley mitgeteilt, 2 haben positive, 5 negative Höhen, das Mittel ist − 12,5 m.

[3]) A. v. Tillo, Ueber eine Depression im Zentrum des asiatischen Kontinents. P. M. 1891. S. 126.

[4]) J. J. East, On the Geological Structure and Physical

Außerdem führt G. R. Credner eine große Zahl von Küstendepressionen an. Ein großer Teil derselben stellt nur scheinbar Depressionen dar, insofern als ihr Boden zwar unter dem angenommenen Normalmeeresniveau sich befindet, thatsächlich aber über dem Ebbeniveau gelegen ist. Dieselben gehören dem strittigen Areale zwischen Wasser und Land an und sind meist erst durch künstliche Deichanlagen dem Lande zugeschlagen worden. Andre Küstendepressionen haben als leere Einschwemmungs- oder Abschnürungswannen zu gelten. Es kommt in solchen Fällen sehr auf die Wahl des angenommenen Pegelnullpunktes an. Große Strecken von Holland erscheinen deswegen als Depressionsgebiete, weil die Höhen auf den Amsterdamer Pegel (mittleres Flutniveau) bezogen werden; ähnlich gelegene Gebiete Belgiens dagegen treten mit positiven Meereshöhen entgegen, weil deren Nullpunkt mit dem mittleren Niveau der tiefsten Ebbe von Ostende zusammenfällt.

In der Nachbarschaft der leeren und nur teilweise erfüllten Wannen der Trockengebiete finden sich große Flußseen. Am Saume des großen asiatischen Trockenwannengebietes liegen der Göktschasee in Armenien, welcher zeitweilig des Abflusses entbehrt, der Kossogol und Baikalsee, ferner in Sibirien der Tschanysee. Der Neusiedlersee und Plattensee in Ungarn, beide eines natürlichen Abflusses häufig entbehrend, können hier gleichfalls genannt werden. Sie liegen in einem Steppengebiete. Zwischen den Trockengebieten des nördlichen und südlichen Afrika erstreckt sich die Reihe der großen afrikanischen Seen, welche teilweise echte Endseen aufweist, wie den Basso ebór (Stefaniesee), den Basso narók (Rudolfsee), den Likwa (Leopoldsee) und den Schirwasee, welche teilweise aber auch Seen mit zeitweiligem Abfluß (Niederschlagsseen Siegers) birgt, nämlich den Tanganjika, den Njassa und den Tsadsee, welche endlich dazwischen auch Flußseen besitzt, wie den Ukerewe (Viktoriasee), Mwuta Nsige (Albertsee) und Bangweolosee. Ebenso schaltet sich zwischen die nord- und südamerikanischen Wüstenwannen eine Anzahl von großen Flußseen ein, wie der Titicaca-

---

Features of Central Australia. Trans. and Proceed. R. Soc. South. Australia. XII. 1888/89. — Winnecke, Scott. Geogr. Mag. 1886. p. 40. — Ch. Chewings (Beiträge zur Kenntnis der Geologie Süd- und Central-Australiens. Dissert. Heidelberg. 1894. S. 20) teilt obige Höhenangabe mit.

see, der See von Valencia oder Tacarigua, welcher zeitweise des Abflusses entbehrt, ferner im Vulkangebiet, daher später zu würdigen, der See von Nicaragua und

Namen der Seen. (Ein beigesetztes H bezeichnet die Seesenken mit den Dimensionen von Hohlebenen.)	Areal in qkm	Größte Tiefe in m	Größte denkbare Tiefe der entsprechenden Hohlebene $\frac{G}{U}$ in m
A. Endseen:			
Kaspisee H	439418 [1])	1098 [2])	10985
Aralsee H	66999 [1])	66 [3])	1675
Balchaschsee H . . .	20617 [1])	41 [4])	515
Urmiasee H	3843 [4])	14 [5])	96
Totes Meer	914 [4])	394 [2])	23
Great Salt Lake H. .	6100 [6])	16 [6])	152
Tahoesee Great Basin	1300 [7])	501 [7])	32
Pyramidsee „	2144 [7])(?)	110 [7])	54
Walkersee „	246 [7])	69 [7])	6
Honeysee „ H	233 [7])	1,2 [7])	6
Winnemuccasee „	240 [8])	26 [7])	6
Monosee	225 [9])	46 [9])	6
Humboldtsee Great B.	50 [7])	4 [7])	1
B. Zeitweilige Endseen:			
Göktschasee	1393 [1])	110 [10])	35
Plattensee H	614 [11])	8,9 [12])	15
Neusiedlersee H . . .	356	4	8
Tsadsee H	27000 [13])	7,5 [14])	675
Tanganjikasee H . .	35000 [15])	> 590 [16])	875
Njassasee H	27000 [15])	> 212 [17])	675
Tacarigua	587 [18])	92 [18])	15
C. Flußseen:			
Baikalsee	34932 [1])	1373 [19])	873
Titicacasee	8331 [4])	282 [20])	208

[1]) Strelbitsky zitiert bei Herm. Wagner, Bevölkerung der Erde. III. E.-H. 41. P. M. 1875. S. 97.

[2]) G. R. Credner, Reliktenseen. I. E.-H. 86. P. M.

[3]) Nach Boutakoff, mitgeteilt von Herbert Wood, Notes on Lake Aral. J. R. G. S. XLV. 1875. p. 401.

[4]) G. A. v. Klöden, Seen-Tabelle. Z. G. f. E. XX. 1884. S. 416.

(Die weiteren Anmerkungen zu dieser Tabelle siehe S. 241.)

die des Plateaus von Anahuc, welche teilweise abflußlos sind. In der Nachbarschaft des australischen Wüstengebietes liegt ferner das seenreiche Tasmanien. Alle diese echten oder zeitweiligen Flußseen gehören teils der ozeanischen, teils der binnenländischen Abdachung des Landes an; sie liegen am Rande der Trockengebiete, gehören also in deren Peripherie.

Die großen Seen der Trockengebiete und ihrer Umrandung erfüllen größtenteils Seesenken oder Hohlebenen, wie aus vorstehender Zusammenstellung hervorgeht. Nur der Baikal- und Titicacasee erstrecken sich in echten Wannen.

Da letztere Flußseen, also vollkommen gefüllte Wannen, die übrigen aber Endseen sind, so könnte dies vielleicht zur Anschauung führen, daß diese letzteren nur deswegen die Dimensionen von Hohlebenen besitzen, weil sie gleichsam nur den Boden, nicht die ganze Tiefe von echten Wannen erfüllen. Dies ist aber nicht

---

[5]) Monteith, J. R. G. S. III. p. 55.

[6]) Emmons bei King, U. S. Geolog. Surv. 40th parall. II. p. 432. Messung von 1869.

[7]) J. C. Russell, Geological History of Lake Lahontan. Monogr. U. S. Geolog. Survey. XI. 1885. p. 55—71.

[8]) Ausgemessen auf Russells Karte. A. a. O. Taf. IX.

[9]) J. C. Russell, Quarternary History of Mono Valley. VIIIth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1886/87. Part I. p. 269, 287. Mittlere Tiefe 19 m.

[10]) Brandt, Zoolog. Anzeiger. II. S. 523.

[11]) Nach einer von Beinling im geographischen Institute der Wiener Universität auf der Spezialkarte 1:75000 der österreichungarischen Monarchie ausgeführten Ausmessung.

[12]) Meißner, Die Regulierung des Plattensees. Allgemeine Bauzeitung. Wien 1867. S. 257. Die größte Tiefe nur in einem isolierten Kolke, die mittlere beträgt 2—3 m.

[13]) Nachtigal, Sahara und Sudan. II. 350.

[14]) Overweg zitiert bei Sieger, Schwankungen der innerafrikanischen Seen. XIII. Ber. d. Vereins d. Geographen. 1887. S. 41.

[15]) Sieger, a. a. O.

[16]) Livingstone, P. M. 1875. S. 168.

[17]) Livingstone, J. R. G. S. XXXIII. p. 254 f.

[18]) v. Hesse-Wartegg, P. M. 1888. S. 321.

[19]) Sitzber. d. Gesellsch. d. Naturforscher a. d. Univers. Dorpat. III. 3. 1877.

[20]) Alex. Agassiz, Hydrographic Sketch of Lake Titicaca. Proc. Am. Academy. Boston. XI. 1876. p. 283.

die Regel. Es liegt z. B. der Great Salt Lake im Boden einer Senke, welche zur Diluvialzeit mit Wasser erfüllt war und den Bonneville Flußsee barg. Letzterer hatte 51150 qkm Fläche bei einer Tiefe von nur ca. 300 m, während sich die entsprechende Hohlebene auf 1279 m herabsenken würde. Umgekehrt zeigt sich vielmehr, daß manche Endseen Wannen am Boden großer Hohlebenen erfüllen. Dies gilt z. B. vom Pyramid-, Winnemucca-, Carson- und Walkersee, welche insgesamt in einer Senke von 21810 qkm mit einer Tiefe von 270 m liegen. Dieselbe barg zur Diluvialperiode den Lahontansee.

b) Entstehung der großen Wannen und Seesenken.

Die Entstehung der großen Wannen und Seesenken in den Trockengebieten und deren Umgebung führt sich wohl größtenteils auf tektonische Vorgänge zurück. Sicher gestellt ist dies für die Senken des Great Basin, welche J. C. Russell im allgemeinen als Grabenbildungen auffaßt und mit der dortigen „Great Basin Structure“ in Beziehung bringt [1]). Auch die Depression des Death-Valley in Californien stellt nach Gilberts Beobachtungen [2]) einen Graben dar, beiderseits von „Erhebungsbergen“ begrenzt. Ein Graben ist ferner das Tote Meer nach den Untersuchungen von Lartet und Fraas [3]) und als Schichtgräben kann man auch mit Sueß die großen langgedehnten Seen des östlichen äquatorialen Afrika ansehen [4]). In einer großen Schichtmulde endlich liegt der Chott Melrir [5]). Die Mehrzahl dieser Grabenwannen zeichnet sich durch stattliche Tiefe aus. Die Wandungen sind, soweit Lotungen vorliegen, steil, der Boden meist außerordentlich flach.

Wohl direkt mit der Gebirgsbildung hängt ferner auch das Auftreten großer Wannen zwischen Gebirgsketten, der Zwischenwannen, wie z. B. des

---

[1]) Lake Lahontan. p. 24.

[2]) Wheeler, Rep. U. S. Geogr. Surveys west 100th merid. III. p. 125.

[3]) Litteratur bei Sueß, Antlitz der Erde. I. S. 481. (1885.)

[4]) Beiträge zur geologischen Kenntnis des östlichen Afrika. IV. Denkschr. k. Akad. d. Wisseusch. Wien. Math.-naturw. Kl. LVIII. 1891. S. 555.

[5]) Rolland, Géologie du Sahara. 1890. p. 64.

5122 qkm messenden Issyk-Kul zwischen den Ketten des Tienschan zusammen. Andere Wannen, namentlich diejenigen, welche in den breiten Senken zwischen Gebirgsketten gelegen sind und nur sehr unbestimmte Grenzen besitzen, dürften auf Abriegelungen früher bestandener Abdachungen zurückzuführen oder als förmliche Verbiegungen der Landoberfläche zu betrachten sein. Hierher gehören wahrscheinlich die flachen Wannen und Seesenken im Innern Persiens, samt dem Urmiasee und Hilmendsumpfe, hierher wohl auch der Tsadsee, die Hohlebene des Ngamisees und die zahllosen Wannen im Innern Australiens.

Die in der Nachbarschaft der Trockengebiete auftretenden großen, von Flußseen erfüllten Wannen sind ihrer Entstehung nach wohl größtenteils ebenso aufzufassen, wie die Wannen der großen Endseen, nur sind sie wahrscheinlich infolge stattgehabter klimatischer Veränderungen mit Wasser erfüllt worden[1]). Solches hat sich in der Eiszeit mit mehreren, nunmehr fast ganz leeren Binnensenken ereignet, so nach der Mutmaßung von Lombardini[2]) in der Sahara und namentlich mit den Wannen des Great Salt Lake-Gebietes, welche einen großen Flußsee, den Lake Bonneville[3]) bargen. Andere Wannen und Seesenken waren damals nur bis zu einem höheren Niveau mit Wasser erfüllt, so die des Lahontanseegebietes[4]), des Monosees[5]), des Kaspisees[6]) und des

---

[1]) Penck, Verhandlungen des III. Deutschen Geographentages. 1883. S. 78.

[2]) Traces de l'époque glaciaire dans l'Afrique centrale. Memorie Ist. Lomb. di scienze. Mailand. X. 1867. (Rendiconti 1866. III. p. 85.)

[3]) Gilbert, Contributions to the History of Lake Bonneville. IInd Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1880/81. p. 167.

[4]) Russell, Sketch of the Geolog. History of Lake Lahontan. Ebenda. III. 1881/82. p. 189. — Geological History of Lake Lahontan. Monographs U. S. Geolog. Survey. XI. 1885.

[5]) Russell, Quaternary History of Mono Valley. VIIIth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1886/87. Part I. p. 267.

[6]) Karpinski, Uebersicht der physiko-geographischen Verhältnisse des europäischen Rußlands. Beiträge zur Kenntnis des russ. Reiches. (III. F.) 1887.

Toten Meeres[1]). In allen diesen Fällen läßt sich sicher stellen, daß die Wannenbildung der Wassererfüllung voranging und daß letztere ein sehr wechselndes Phänomen ist.

Ist eine große Anzahl von Binnensenken und Wannen in Trockengebieten mutmaßlich direkt durch die Krustenbewegung gebildet worden, welcher das rinnende Wasser nicht entgegen arbeitete, so sind andere als die Werke von Strömen in niederschlagsarmen Gebieten zu betrachten. Große aus niederschlagsreichen Gebieten kommende Ströme können durch die Schuttkegel, die sie in trockene Ebenen hineinbauen, Teile der letzteren abdämmen und in Hohlebenen oder flache Wannen verwandeln. Ein Beispiel dieser Art liefert der Neusiedler See, welcher im wesentlichen durch den Schuttkegel, welchen die Donau in die oberungarische Ebene geschüttet hat, abgedämmt wird. Sein Spiegel liegt darum auch niedriger als der der benachbarten Donau und er empfängt durch die Rabnitz bald Wasser, bald wird er durch dieselbe entwässert. Begünstigt wird die Bildung derartiger Wannen namentlich dort, wo das durch den Schuttkegel abgedämmte Land einem Senkungsgebiete angehört. Während der Schuttkegel kontinuierlich weiter gebaut wird, sinkt die Wanne mehr und mehr ein, so daß neben akkumulierenden Strömen tiefe Seen entstehen. Es liegt nahe das Verhältnis des dem Orinoco zufließenden Paoflusses zum See von Tacarigua und jenes des Tschu zum Issyk-Kul in dieser Weise zu deuten. In Trockengebieten können sich ferner Abschnürungswannen um so leichter erhalten, weil ihre Zuschüttung unterbunden ist. Meist trocknen sie völlig aus und entziehen sich dann der Wahrnehmung. So wird die erst kürzlich vom Co-

[1]) Louis Lartet, Exploration géologique de la Mer Morte. Paris o. J. p. 174. — Hull, Mount Seir, Sinai and Western Palestine. London 1885. — The Survey of Western Palestine. London 1886. Es sei daran erinnert, daß Ehrenberg (Mikroskopische Untersuchung des Jordanwassers und des Bodens des Toten Meeres. Berliner Monatsberichte. 1849. S. 189) in Grundproben aus dem Toten Meere Süßwasserdiatomaceen nachwies.

lorado überschwemmte[1]) californische Depression von Blake[2]) als eine Einschwemmungswanne angesehen, dadurch entstanden, daß der Colorado sein Delta in den californischen Golf baute und dessen Spitze abschnürte. Zahlreiche Wannen der Trockengebiete endlich müssen als bloße Zergliederungswannen gelten und die in ihnen gelegenen Seen sind Reste eines größeren.

Die Bildung der großen Seesenken und Wannen hat man sich gewöhnlich als submarin erfolgt vorgestellt, man war ziemlich allgemein der Ansicht, dass der Salzgehalt der Wannenausfüllung ozeanischen Ursprungs sei und den Ueberrest einer früheren Meeresbedeckung darstelle. Dies ist z. B. die Ansicht von Angelot[3]) über den Salzgehalt des Toten Meeres und aller Depressionen. Dagegen hat bereits 1855 Gust. Bischof ausgesprochen, daß der Salzgehalt in allen diesen Seen von salzhaltigen Flüssen und Bächen herrührt, welche sich in sie ergießen. Diese Zuflüsse nehmen ihren Salzgehalt aus Steinsalzlagern oder aus salzhaltigem Boden[4]). Diese Anschauung hat später Lartet[5]) mit gewichtigen Gründen gestützt, und sie ist seither ziemlich allgemein angenommen worden. In der That ist auch der Salzgehalt benachbarter Salzseen oft ganz verschieden, bald ist er durch das Vorwalten von Kochsalz, bald durch das von Soda oder Sulfaten ausgezeichnet, wenn auch Chlornatrium stets vorhanden ist. Dies kann um so weniger Wunder nehmen, als das Kochsalz einen nie fehlenden Bestandteil des Flußwassers bildet, und durchschnittlich 5 % der in demselben gelösten Salze ausmacht. Es fehlt selbst nicht in Gebieten, welche keinerlei Steinsalzablagerungen oder Solquellen besitzen. So bildet Kochsalz nicht weniger als 22 % aller im Elbwasser bei Tetschen gelösten Substanzen[6]) und während eines Jahres wurde aus Böhmen eine Salzmenge von 66 000 cbm entfernt. Man wird daher nicht bloß in Steinsalzlagern und Sol-

---

[1]) J. W. Redway, The New Lake in the Colorado Desert. P. R. G. S. 1892. p. 309.

[2]) Geological Reconnaissance in California. New York 1858. p. 235.

[3]) Recherches sur l'origine du haut dégré de salure de divers lacs placés dans le fond de grandes dépressions du sol des continents. Bull. Soc. géolog. (1). XIV. 1843. p. 356.

[4]) Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. II. 1855. S. 1730.

[5]) Bull. Soc. géolog. (2). XXII. 1865. p. 420. — Exploration géologique de la Mer Morte. Paris. o. J. p. 241.

[6]) Berechnet nach Ullik, Bericht über die Bestimmung der Bestandteile des Elbwassers bei Tetschen. Abh. kgl. böhm. Gesellsch. d. Wissensch. Math.-nat. Klasse. (6). I. 1880.

quellen den Ursprung des Kochsalzes im Flußwasser erblicken dürfen, sondern wird dasselbe teilweise auch als ein Verwitterungsprodukt von Gesteinen ansehen müssen; bergen doch manche Silikatgesteine in mikroskopischen Wassereinschlüssen Kochsalzwürfelchen sowie chemisch erkennbare Spuren von Chlornatrium, mit deren Nachweis sich namentlich Struve[1]) befaßte. Zu einem sehr großen Teile aber wird man mit Pošepny[2]) das universell verbreitete Kochsalz direkt aus dem Meere herleiten müssen, und demselben einen äolischen Transport vom Ozeane bis zur Landoberfläche zuschreiben. Diese von E. Tietze[3]) bekämpfte Ansicht erhält durch zahlreiche Analysen von Regenwasser und speziell durch die Untersuchungen von Muntz[4]) über die Verteilung des Kochsalzes in den Niederschlägen mit der Höhe eine Stütze. Das Regenwasser auf dem Mont Perdu enthält im Mittel nur 0,34 g Kochsalz, das zu Bergerac in der Dordogne 2,5 g, zu Joinville-le-Pont bei Paris 7,6 g im Kubikmeter, in Algier wurden von Chairy sogar 53 g im Kubikmeter beobachtet[5]). Würde nicht eine fortwährende Zufuhr von Salz stattfinden, so müßte dasselbe, wie Muntz hervorhebt, längst von den reich benetzten Ländern verschwunden sein.

c) Der Kaspisee.

Abgesehen von den Küstenseen wird namentlich der Kaspisee öfters als ein submarin entstandenes Abgliederungsbecken betrachtet.

Von alters her ist derselbe der Gegenstand lebhafter Erörterungen gewesen. Seine Natur als Binnensee wurde schon im Altertume von Herodot, Aristoteles, Diodor und Ptolemäus behauptet, während zahlreiche andre Schriftsteller an einen Zusammenhang mit irgend welchem Ozeane glaubten. Arabische Schriftsteller und die Reisen von Marco Polo befestigten dann aufs neue im Mittelalter die Kenntnis von der Isolierung des

---

[1]) Ueber die Nachbildung der natürlichen Heilquellen. II. S. 17. — Vergl. G. Bischof, Lehrbuch der chemischen u. physikalischen Geologie. I. Bonn 1847. S. 415.

[2]) Zur Genesis der Salzablagerungen, besonders jener im nordamerikanischen Westen. Sitzb. Wiener Akad. Math.-naturw. Kl. LXXVI. Abteil. I. 1877. S. 179.

[3]) Zur Theorie der Entstehung der Salzsteppen und der angeblichen Entstehung der Salzlager aus Salzsteppen. Jahrbuch k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien. XXVII. 1877. S. 341.

[4]) Sur la répartition du sel marin suivant les altitudes. C. R. CXII. 1891. p. 447.

[5]) Sur les eaux de pluie de la ville d'Alger. C. R. XCI. 1884. p. 869.

großen Sees[1]). Die negative Höhenlage des Seespiegels wurde schon im vorigen Jahrhundert bekannt, sie ist seither mehrfach bestimmt worden und nunmehr auf —26 m fixiert[2]). Für die Entstehung des Sees ist eine lang bekannte Thatsache verwertet worden, nämlich das Auftreten von Robben in seinen Gewässern. Man hat daraus auf eine ehemalige Verbindung zwischen Kaspisee und Ozean geschlossen, und den ersteren daher für einen abgegliederten Meeresteil erklärt. Diese Ansicht wurde im vorigen Jahrhundert von Tournefort und Pallas[3]), sowie von E. A. W. Zimmermann[4]) geteilt und in unserm Jahrhundert mehrfach verfochten. Arago[5]) wies darauf hin, daß falls das Becken des Kaspisees abgeriegelt worden sei, der Spiegel des Wassers aus meteorologischen Gründen sinken mußte, und betrachtete das Einsinken der Wanne selbst als eine Gegenwirkung zum Aufsteigen des Landes, eine Auffassung, die sich des Beifalls von A. v. Humboldt und C. Ritter[6]) erfreute. Ersterer[7]) glaubte einen ehemaligen Zusammenhang des Kaspisees sowohl mit dem Schwarzen als auch mit dem Eismeere nachweisen zu können. Peschel[8]) endlich hat den Kaspisee aus faunistischen Gründen als ein ganz hervorragendes Beispiel eines Reliktensees, d. h. eines beim Rückzuge des Meeres zurückgeblicbenen Sees hingestellt, was Krümmel[9]) ausführte, den Zeitpunkt der Abgliederung ins Tertiär verlegend. Allerdings hat es nicht an gegenteiligen Ansichten gefehlt. G. Bischof[10]) erklärte den Kaspisee wegen der Zusammensetzung seines Salzgehaltes für einen ehemaligen großen Süßwassersee, dem im Laufe der Zeit durch seine Flüsse der Salzgehalt zugeführt wurde, und auf Grund faunistischer Studien äußerte Filippi[11]), daß der Kaspisee niemals mit dem Weltmeere in Verbindung gestanden ist.

Es sind bei einer Erörterung der Entstehung des Kaspisees zwei Fragen streng voneinander zu sondern,

---

[1]) Vergl. hierzu A. v. Humboldt, Zentralasien. I. 1844. S. 453.

[2]) A. v. Humboldt, a. a. O. S. 535. — Credner, Relikten-Seen. I. S. 21.

[3]) Vergl. Krümmel, Morphologie der Meeresräume. S. 42.

[4]) Geographische Geschichte des Menschen. III. 1783. S. 244.

[5]) Annales du bureau des longitudes. 1832. p. 352/54.

[6]) Die große Einsenkung der Erde in der Mitte des alten Kontinents. Z. f. a. E. V. 1855. S. 88.

[7]) Zentralasien. I. S. 529.

[8]) Neue Probleme. 2. Aufl. 1876. S. 172. (Die Entwicklungsgeschichte der stehenden Wasser auf der Erde. Ausland 1875.)

[9]) Morphologie der Meeresräume. S. 41—47.

[10]) Lehrbuch der chemischen Geologie. II. 1855. S. 1540.

[11]) Riassunto di alcune osservazioni sulla Persia occidentale. Atti della società italiana di sc. nat. Mailand. VII. 1864. p. 280.

nämlich die Entstehung des Seebeckens, welches eine Senke ist, und die Entstehung der kaspischen Fauna. Das Seebecken kann submarin entstanden sein, dann liegt ein Abgliederungsbecken vor, es kann aber auch subaëril als eine leere Binnensenke gebildet worden sein. Beide Fälle sind denkbar, wenn sich aus der Fauna des Sees auf eine ehemalige Verbindung mit dem Meere sichere Schlüsse ziehen lassen; im ersteren Falle würde die Seefauna mit dem Becken vom Ozeane losgegliedert worden sein; im letzteren würde es erst nach seiner Entstehung durch einen zeitweiligen Einbruch des Meeres seine Fauna erhalten haben. Das Gebiet der kaspischen Senke ist nun zweifellos früher einmal vom Meere bedeckt gewesen, und zwar während der Mittelmiocänepoche von demselben sarmatischen Meere, das seine Spuren nördlich der Alpen und Karpathen, im pannonischen Becken und am nördlichen Pontus hinterlassen hat. Es gehörte damals das Gebiet des Kaspisees in das Bereich des Mittelmeeres; für eine Verbindung mit dem Eismeere jedoch, wie sie A. v. Humboldt mutmaßte, ergeben sich während dieser und der späteren Zeit keine Anhaltspunkte [1]), in Westsibirien sind bislang keine jüngeren marine Schichten als solche des Oligocäns gefunden worden [2]); aber manche diluviale Süßwasserbildungen wurden für marin angesehen [3]).

Während nun nach der Mittelmiocänepoche das nördliche Alpenvorland trocken gelegt wurde, erstreckte sich vom Nordfuße des Tienschan über die kaspische, pontische, pannonische und sarmatische Region ein schwach salziges Gewässer mit einer Fauna, die im Westen aus der des früheren Mittelmeeres hervorgegangen ist, während sie im Osten durch das Auftauchen neuer Formen bislang

---

[1]) Vergl. Bd. I. S. 112.

[2]) Karpinski. Sédiments tertiaires du versant oriental de l'Oural. Bull. Soc. Our. d'amateurs d'histoire naturelle. Vergl. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1885. I. S. 455 der Referate.

[3]) E. v. Martens, Fossile Süßwasserconchylien aus Sibirien. Zeitschr. d. Deutschen geolog. Gesellschaft. XVI. 1864. S. 335. XXVII. 1874. S. 741 (749).

unbekannten Ursprungs ausgezeichnet ist. Es war dies das sarmatische Meer, das mit dem offenen Ozeane keine oder eine nur sehr bescheidene Verbindung gehabt haben kann. Dies brackische Meer zerfiel nach Schluß der Miocänepoche in mehrere Becken, nämlich in das nördliche Schwarze Meer, in das Asowsche Meer und in den Kaspisee. Das sind die meotischen Becken Andrussows. Aus denselben entwickelten sich später im Westen in der pannonischen und pontischen [1]) Region große Flächen ganz süß oder nur sehr schwach salzigen Wassers und ähnliches scheint im Becken des südlichen Kaspisees der Fall gewesen zu sein. In diesem Wasser entstanden die Ablagerungen der pontischen Stufe. Bis zu dieser Zeit ist die Entwickelung der pannonischen, pontischen und kaspischen Gebiete eine vollkommen parallele. Man sieht, wie ein bis in die Mitte Asiens reichender Ausläufer des mittelmiocänen Meeres vom Ozeane losgelöst und allmählich ausgesüßt wird, wobei sich seine Fauna so gründlich umändert, daß man wenigstens in der Conchylienfauna kaum noch Anklänge an die marine Fauna des alten Mittelmeeres erkennen kann. Während dem vollziehen sich großartige Umschiebungen in der Konfiguration des Landes. Die Faltung der Karpathen hält an, in Armenien und im westlichen Tienschan werden sarmatische Schichten bis auf über 3000 m Höhe disloziert. Zugleich erfolgen namentlich an drei Stellen, im pannonischen, pontischen und kaspischen Becken Einsenkungen, welche Vorgänge bis zur Gegenwart fortdauern. Erst sie schaffen die drei genannten Becken in ihren heutigen Grenzen und diese Becken erleiden verschiedene Schicksale. Das relativ kleine und dem Ozeane benachbarte pannonische Becken wird zunächst am Schlusse der Tertiärperiode vollkommen ausgesüßt (levantinische Stufe) und während der Diluvialperiode in dem Maße zugeschüttet, als seine Senkung anhält, so daß man hier bei Szentes

---

[1]) Andrussow, Sur l'état du bassin de la Mer Noire pendant l'époque pliocène. Mélanges géologiques et paléontologiques tirés du Bull. de l'Acad. des Sciences. St. Pétersbourg. I. 1893.

bis 100 m, bei Hód-Mezö-Vásárhely bis 120 m unter dem Meeresniveau, 160 m bezw. 180 m unter den Schwellen des Eisernen Thores Diluvialbildungen antrifft [1]). Das durch fortwährende Einsenkungen gebildete Becken des Schwarzen Meeres kam durch Einbrüche im Aegäischen Meere mit dem Mittelmeere in Verbindung und erhielt Fauna und Salzgehalt von demselben. Im Bereiche der kaspischen Region endlich erfolgten die Einsenkungen bei trockenem Klima und es kam daher zur Bildung eines Endsees mit Salzgehalt. Inwiefern dieser Endsee während der Diluvialperiode zeitweilig, wie Andrussow aus faunistischen Gründen anzunehmen geneigt ist, mit dem Schwarzen Meere in Verbindung gestanden hat, läßt sich aus der geologischen Schichtfolge nicht erweisen. Jedenfalls ist das Becken des heutigen Kaspisees nicht notwendigerweise als früherer Meeresraum zu betrachten, sondern kann auch als eine kontinentale Einsenkung angesehen werden, zufällig gelegen im Bereiche eines in der Mittelmiocänepoche abgegliederten Meeres, besiedelt teilweise mit der total veränderten Nachkommenschaft der Fauna jenes Meeres und späteren Einwanderern, die im Salzgehalte des Endsees günstige Lebensbedingungen gefunden haben. Ob man dabei das Becken des Kaspisees mit Sueß als Senkungsfeld, oder wie Sjögren [2]) will, als flache Synklinale auffaßt, bleibt sich hierbei gleichgültig [3]).

Zwar alle übrigen Binnenseen durch seine Maße überragend und meerähnlich durch seine Dimensionen, muß der Kaspisee gleichwohl als echter Binnensee gelten. Nicht nur teilt er mit dem Ozeane nicht das gemeinsame

---

[1]) Vergl. Bd. II. S. 15.

[2]) Om bildningen af Kaspiska hafvets bäcken. Geol. Fören. Förh. Stockholm. X. 1888. p. 48.

[3]) Vergl. zur Geschichte des Kaspisees: Neumayr, Zur Geschichte der östlichen Mittelmeerbecken. Samml. gemeinverst. Vorträge von Virchow und Holtzendorff. 1882. — Sueß, Antlitz. I. S. 438. — Neumayr, Erdgeschichte. II. 526. — Andrussow, Iswestija d. k. russ. geogr. Gesellsch. XXIV. 1888. S. 91. Referiert von E. Brückner, Humboldt. 1889. S. 209.

Niveau, sondern er besitzt auch bei weitem nicht die Konstanz desselben wie jener. Es erleidet sein Spiegel ziemlich beträchtliche Schwankungen[1]) und es kommt daher nicht zur Ausbildung so bestimmter Uferlinien, namentlich an den Flachufern, wie beim Ozeane. Das Nordufer des Sees verläuft in einer Weise verschlungen, wie kein Meeresstrand. Es springen hier zahlreiche schmale parallele Landzungen 20—50 km weit in den See vor, voneinander getrennt durch ebenso lange, schmale Buchten. Jene Landzungen heißen Bugor[2]) und sind wohl nichts anderes als Parallelrücken einer teilweise überfluteten und durch die Brandung nicht umgestalteten Landschaft. Unweit Baku wird der Verlauf der kaspischen Ufer ferner durch die dortigen Schlammvulkane und die damit verbundenen Erscheinungen beeinflußt.

d) Die echten Wannen.

Neben den bisher betrachteten in Seesenken gelegenen Seen besitzen die Trockengebiete zahllose echte kleinere Wannen, welche meist leer oder nur zeitweilig teilweise mit salzigem Wasser erfüllt sind. Es sind dies meist Stätten der Salzgewinnung. Hier sind die zahlreichen Salzpfannen des südlichen Afrika und des Innern von Australien, die Sebcha Nordafrikas, die Salinas in Südamerika, die Natronseen Ungarns, die Salpeterlagerstätten (Salitreras) Südamerikas zu nennen, insgesamt kleine und seichte Wannen, deren Entstehung in den verschiedensten Ursachen zu suchen sein dürfte. Man wird in ihnen bald Kolke, bald Umschüttungswannen, bald endlich Abdämmungswannen zu erkennen haben, deren Entstehungsursache von Fall zu Fall festzustellen sein wird, deren Bildung aber stets durch die Trockenheit des

---

[1]) Vergl. Brückner, Die Schwankungen des Wasserstandes im Kaspischen Meer, dem Schwarzen Meer und der Ostsee. Annalen d. Hydrographie. XVI. 1888. S. 55. Klimaschwankungen. Geogr. Abh. Wien. IV. 2. 1890. S. 42.

[2]) Vergl. Bergsträßer, Die Salzseen des Gouvernements Astrachan. P. M. 1858. S. 93.

Klimas begünstigt worden ist. Die Kleinheit ihrer Maße bedingt, daß sie leicht ausgeschüttet werden; sie überdauern daher das trockene Klima selten und fehlen den Gebieten, welche aus trockenen in niederschlagsreiche Zonen verschoben wurden.

Die Bildung der kleinen Wannen in den Trockengebieten ist oft die unmittelbare Folge der Geringfügigkeit der Niederschläge. Flüsse versiegen und hinterlassen in ihrem Bette zahlreiche Kolke, in denen gelegentlich das Grundwasser zu Tage tritt. Dies ist z. B. im Chor Báraka der Fall [1]; die Creeks in den australischen Flußbetten gehören hierher, ebenso die zahlreichen kleinen Salzseen im Usboibette [2]. Die Trockenheit hemmt ferner die Entwickelung einer zusammenhängenden Bodenbekleidung, der Wind vermag sich ungehemmt als Träger von Massentransporten zu entfalten, und er ist es, welcher dem Lande die charakteristischen Einzelheiten der Gestaltung durch Wannenbildung aufdrückt.

Deutlich sondern sich die Wannengebiete äolischer Erosion und Akkumulation. In den ersteren fegt der Wind leicht verwitternde Schichten aus ihrer Umgebung heraus und schafft Windkolke. Dieselben nahm zuerst Pumpelly [3]) in der Mongolei wahr, welcher sie später als solche erkannte [4]). Die „Seenebene“ in der Provinz Bahia dürfte gleichfalls als eine Steinwüste oder Steinsteppe anzusehen sein. Sie besitzt eine felsige Oberfläche, auf welcher Hügel und flache Wannen unregelmäßig miteinander abwechseln. Die Wannen, Caldeirãos genannt, sind in der nassen Jahreszeit voll Wasser, sonst leer. Das herrschende Gestein ist Gneis. Die Aehnlichkeit dieser Oberflächenformen mit solchen in den Rundhöckerlandschaften bemerkte Hartt [5]),

---

[1]) Junker, Reisen in Afrika. I. Wien 1889. S. 67.

[2]) G. Sievers, Die russische militärische Expedition nach dem alten Oxusbette. P. M. 1873. S. 287.

[3]) Geological Observations in China, Mongolia and Japan. Smithsonian Contr. to Knowl. XV. 1866. p. 72.

[4]) The Relation of Secular Rock-disintegration to Loess, Glacial Drift and Rock Basins. Am. Journ. (3). XVII. 1879. p. 139.

[5]) Hartt, Geology and Physical Geography of Brasil. 1870. p. 314.

aber es liegt wohl in dieser äußeren Aehnlichkeit noch keine Veranlassung, auf eine Vergletscherung zu schließen. Neben den Erosionswüsten, der Hammada und den Sserir, liegen die Gebiete äolischer Anhäufung mit ihren Dünenzügen, zwischen welchen sich langgedehnte schmale Wannen erstrecken, die nicht selten mit zu Tage tretendem Grundwasser erfüllt sind und reihenweise, wie Perlen an einer Schnur liegen. A. v. Humboldt[1]) nannte sie daher Rosenkranzseen. Sie zeichnen die kaspische Region ebenso wie das westliche Sibirien[2]) aus und kommen auch mehrorts in den ungarischen Tiefebenen, sowie in den Pampas vor. Das sind die Seen der Dünenlandschaft. Auch in den Staubsteppenlandschaften kommt es häufig zur Wannenbildung. Flachwannen oder Stawoks finden sich in den Steppen Südrußlands[3]), sie kehren in den Pampas Argentiniens wieder[4]) und sind wohl auch in den zentralasiatischen Steppen vorhanden. Unregelmäßigkeit in der Ablagerung des Steppenstaubes, vielleicht da und dort Auskolkung bereits abgelagerter Massen, ferner das Zusammensitzen derselben infolge der Auslaugung von Salzen dürften die ineinandergreifenden Ursachen für die Bildung dieser Lößwannen sein. Dazu gesellen sich die verschiedenen, schon oben erwähnten Verwehungsprozesse.

Unter diese Kategorie von Wannen gehören auch die flachen Wannen der Barabásteppe, nämlich der 2960 qkm messende Tschanysee, welcher sich zwischen die zahlreichen Parallelrücken (Griwy) der sanft gewellten, aus festem Lehmboden (Krasik) bestehenden Steppe drängt, langgedehnte Buchten bildend und lange schmale Inseln, ähnlich den Bugor des Kaspisees, einschließend. Dieser große See ist im Maximum nur 8,5 m tief, und zwar eine ausgezeichnete Hohlebene, sein kleinerer Nachbar, der 364 qkm messende

---

[1]) Zentralasien. I. S. 441, 515. Daß die Rosenkranzseen, wie Peschel (Neue Probleme. S. 173) annimmt, in den Vertiefungen eines von Sandwehen verschütteten Strombettes liegen, und zu den Abdämmungsseen gehören (G. R. Credner, Reliktenseen. II. S. 50), ist von Humboldt nicht ausgesprochen worden.

[2]) B. v. Cotta, Der Altai. 1871. S. 59.

[3]) J. G. Kohl, Reisen in Südrußland. 2. Aufl. III. Teil.

[4]) Bodenbender, Die Pampa-Ebene im Osten der Sierra von Córdoba in Argentinien. P. M. 1893. S. 231 (263). — Vergl. auch Bd. II. S. 22.

See von Ubino, ist nur 2,5—3 m tief, während der Sartlám (266 qkm) 9 m Tiefe erreichen soll[1]). Es handelt sich hier mit Ausnahme des letzteren um flache, inmitten der Steppe gelegene Hohlebenen. Gleiches gilt vom Chankasee in der sibirischen Küstenprovinz, welcher bei einem Areale von 4381 qkm (nach Strelbitsky) nur 10,7 m Tiefe besitzt[2]). Auch das Mar Chiquita in Argentinien erfüllt bei seinen 4—4,5 m Tiefe eine Hohlebene[3]).

Alle diese verschiedenen Wannentypen bedingen bezeichnende Landschaftsformen des Flachlandes in trockenen oder nur zeitweilig benetzten Zonen. Die Bergländer derselben zeigen im allgemeinen die Formen des ausgearbeiteten Gebirgslandes. Sie besitzen Thäler, deren Bildung entweder den ablaufenden Wassern plötzlicher Regengüsse zuzuschreiben ist, oder früheren regenreicheren Perioden entstammt. Die Thäler der letzteren Art besitzen in den vollkommen trockenen Wüstengebirgen nicht mehr die Konstanz ihres Gefälles; sie bleiben, wie Rolland[4]) hervorhebt, nur entworfen und sind durch tektonische Schwellen in einzelne kleine Wannen zerlegt. Größere Thäler werden durch Dünenzüge häufig abgesperrt oder ihr Thalboden durch solche in einzelne Wannen aufgelöst. Das ist z. B. die Situation von Ouargla.

3. Die Wannen der ehemaligen Gletschergebiete.

a) Verbreitung.

Neben den Trockengebieten zeichnen sich vor allem manche Striche der gemäßigten Zone durch einen ganz außerordentlichen Reichtum an Wannen aus, welche hier wegen der allgemeinen klimatischen Verhältnisse in der Regel mit süßem Wasser erfüllt sind. Nordamerika nördlich der Linie, welche die San Juan de Fuca-Straße mit der Mündung des Hudson verbindet, Europa nördlich der Südgestadeländer von Nord- und Ostsee, ganz Sibirien

[1]) A. v. Middendorf, Die Barabá. Mém. Acad. Sc. St. Pétersbourg. (7). XIV. 1870. Nr. 9. p. 21.

[2]) Boudehtcheff, La région de l'Oussouri. Bull. Soc. de géogr. (5). XV. 1868. p. 29 (31).

[3]) Bodenbender, Die Pampa-Ebene im Osten der Sierra von Córdoba in Argentinien. P. M. 1893. S. 231.

[4]) Géologie du Sahara algérien. 1890. p. 161 ff.

innerhalb des Polarkreises, ferner auf der Südhemisphäre Tasmanien, das südliche Neuseeland und das westliche Patagonien sind der eigentliche Schauplatz der Flußseen der Erde. An manchen Stellen berühren sich diese Wannenländer mit jenen der Trockengebiete, so z. B. in Südamerika, wo der 44. Parallel den Bereich der Flußseen Patagoniens von dem der Salzseen in den Pampas scheidet; die Flußseengebiete Mittel- und Nordeuropas grenzen ferner hart an die Steppenwannengebiete Ungarns.

Die Wannen der in Rede stehenden Gebiete zeichnen sich durch ihre Vielgestaltigkeit aus. Zunächst fallen in der Umgebung der Ostsee und der Hudsonbai einige große Seebecken auf, von welchen die größeren als Seesenken zu bezeichnen sind, und von welchen sich die meisten bis unter den Meeresspiegel herabsenken, wie folgende Tabelle lehrt:

Die mit einem * versehenen Seen senken sich bis unter den Meeresspiegel.	Fläche	Meereshöhe	Tiefe	Minimaltiefe der Hohlform
	qkm	m	m	m
*Ladoga	18129 [1]	5	256 [2]	453
*Onega	9752	35	225 [3]	244
*Wener	6238	44	86	156
Peipus	3513	30	17 [4]	88
*Wetter.	1964	88	126	49
Saima	1760	78	57 [5]	44
*Mälar	1687	0,5	52	42
*Päijänne	1576	78	89 [5]	39
*Lake Superior [6] .	80800	183,4	307	2020
* „ Huron [6] . .	61600	177,2	265	1540
* „ Michigan [6] .	58100	177,2	214	1452
„ Erie [6] . . .	25800	174,6	64	645
„ Ontario [6] .	18750	75,2	225	464

[1] Strelbitsky, Superficie de l'Europe. 1882.

[2] Lund, Z. f. E. VI. 1859. S. 282.

[3] Klöden, Seentabelle. Z. G. f. E. 1884. S. 416.

[4] In der Mitte, in der Enge des Sees in isolierten Kolken 28 m. Vergl. G. v. Helmersen, Der Peipussee und die obere Narova. Beitr. z. Kenntnis d. Russischen Reiches. XXIV. 1864. S. 48.

[5] Nach J. Rein in Kirchhoffs Länderkunde von Europa. II. 1. Prag 1890. S. 410.

[6] Schermerhorn, Am. Journ. (3). XXXIII. 1887. S. 278.

Neben den Seesenken gibt es zahllose Trog-, Kessel- und Thalwannen, namentlich aber treten Formen von sehr verwickeltem Umriß und dementsprechender reichlicher Gliederung und Insulosität auf, welche als Kombinationen der verschiedenen Grundtypen anzusehen sind. Die Ufer der Seen in solchen Wannen haben den vielgestaltigen Verlauf von echten Submersionsküsten mit ihrem Reichtum an Buchten, welche gelegentlich sogar Aehnlichkeit mit echten Fjorden besitzen, worauf Ratzel, den Begriff Fjord allerdings anders fassend als gewöhnlich, Gewicht legt[1]). Oftmals endlich ist der See ganz zerlappt und besteht aus fast individualisierten Teilen, wie z. B. der große Sklavensee, der Saima- und Päijänne-See in Finnland.

Durch ihre vollkommene Wassererfüllung treten die Wannen der alten Gletschergebiete sehr deutlich hervor und es zeigt sich, welchen Anteil sie an der Oberfläche der Länder nehmen. Derselbe ist, wie folgende Tabelle an der Hand der seenreichsten Länder lehrt, nicht allzu groß.

	Oberfläche	Seenfläche	Anteil der Seen an der Oberfläche
	qkm	qkm	%
Finnland[2])	373604	48071	12,86
Schweden[2])	450575	37018	8,20
Norwegen[2])	325423	10233	3,15
Minnesota[3])	218293	14601	6,69

Das räumliche Zusammenfallen des Seengürtels der gemäßigten Breiten mit den „erratischen Erscheinungen“, welche zuerst wohl Leblanc[4]) konstatierte, ist ein äußerst

[1]) Ueber Fjordbildung an Binnenseen. P. M. 1880. S. 387.

[2]) Nach Strelbitsky, Superficie de l'Europe. 1882.

[3]) The Geological and Natural History Survey of Minnesota. II. 1884. p. 114—115.

[4]) Sur la relation qui existe entre les grandes hauteurs, les roches polies, les galets glaciaires, les lacs, les moraines, le diluvium, dans les grandes montagnes et dans une large zone autour des pôles de la terre. Bull. Soc. géolog. Paris. XIV. 1842/43. p. 600.

auffälliges. Ausschließlich auf das Bereich des erratischen Phänomens sind die Seen Nordeuropas beschränkt und in ganz Europa finden sich außerhalb der Glacialgebiete nur ganz ausnahmsweise Seen, geknüpft an Karstländer (Balkanhalbinsel) oder Vulkandistrikte (Italien, Eifel, Auvergne) oder an Steppenregionen (Ungarn). Dasselbe wiederholt sich in Nordamerika. Fast alle die zahllosen großen und kleinen Seen dieses Erdteiles liegen im Moränengebiete — außerhalb desselben trifft man lediglich in den Wüsten des Great Basin, an den Küsten und an den großen Flüssen sowie endlich in den Karstlandschaften Kentuckys auf Wannen. Auch in Patagonien und Neuseeland vergesellschaften sich Seenreichtum und Glacialerscheinungen und lediglich für Tasmanien sowie Nordsibirien läßt sich dies heute noch nicht erweisen.

Bei einem so merkwürdigen Zusammenfallen von See- und Gletschergebieten ist an einer ursächlichen Beziehung zwischen beiden nicht zu zweifeln und eine solche hat man in der That auch angenommen, seitdem man sich mit dem Glacialphänomen eingehend beschäftigt. J. de Charpentier[1]) und L. Agassiz[2]) erblickten in den großen Thalwannen der Alpen Hohlformen, welche durch die Vergletscherung konserviert worden sind, und hellten dadurch zwar das räumliche Zusammenfallen von Gletschergebieten und Wannen, nicht aber die Entstehung der letzteren auf. Viel später erst bezeichnete A. C. Ramsay[3]) und fast gleichzeitig mit ihm Logan[4]) gewisse Wannen der alten Gletschergebiete als Werke der Eiserosion, zugleich also Lage und Entstehung dieser Wannen erklärend. Andere Wannen führte Ramsay auf Aufdämmung durch Moränen zurück.

---

[1]) Annales des mines. VIII. 1834. p. 228. — Essai sur les glaciers. 1841. p. 330.

[2]) Untersuchungen über die Gletscher. 1842.

[3]) On the Glacial Origin of certain Lakes in Switzerland. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XVIII. 1862. p. 185.

[4]) Commission géologique du Canada. Rapport des Progrès jusqu'à 1863. p. 18, 943. Auch Hind hatte schon 1855 die Seen Kanadas für Werke der Glacialerosion erklärt; vergl. Observations on supposed Glacial Drift in the Labrador Peninsula. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XX. 1864. p. 125; ebenso kam Robert Brown schon 1861 zur Annahme eines glacialen Ursprunges der Seen. Vergl. Bd. I. S. 409.

Die Wannen der alten Gletschergebiete bilden nur einen Teil von den charakteristischen Zügen in deren Gestaltung. Alle von Gletschern bedeckt gewesenen Flachländer besitzen eigentümliche Landschaftsformen. Die peripherischen Zonen, z. B. das norddeutsche Flachland und die Wasserscheide zwischen den Lorenzoseen und dem Mississippigebiete werden allenthalben von sehr beträchtlichen Moränenmassen aufgebaut, welche vielfach noch die ursprüngliche unregelmäßige Oberfläche der bereits (Bd. II. S. 50) besprochenen Moränenlandschaft besitzt. In den zentralen Gebieten der alten Vereisungen, in Skandinavien, Finnland und in den Hudsonsbailändern findet man eine ganz andere Szenerie. Nackter Fels tritt in zahlreichen einzelnen, oben gut gerundeten Kuppen zu Tage, charakteristische „Rundhöcker“ bildend, daneben finden sich hie und da einzelne aufgesetzte Hügel, nämlich meilenweit geradlinig fortlaufende Ooser (Åsar), oder kurze, gleichfalls geradlinig angeordnete Rücken, die Drumlins, oder endlich einzelne Endmoränenzüge, wie solche erst kürzlich im Norden Europas nachgewiesen worden sind [1]). Dazwischen schalten sich zahlreiche Vertiefungen, welche sichtlich in den festen Fels eingesenkt sind, also echte Felswannen darstellen, und diese Wannen sind auf Silikatgesteinen, namentlich auf Gneis und Granit, weit zahlreicher als auf Kalk, auf welchem hier das Karstphänomen nur sehr bescheiden entwickelt ist. In manchen Gegenden, z. B. in einigen Teilen Finnlands, zeichnen sie sich durch einen auffälligen Parallelismus aus. Wie in der Moränenlandschaft verlaufen die Flüsse sehr unregelmäßig; Thäler fehlen. Das ist die charakteristische Rundhöckerlandschaft, welche sich namentlich durch die Asymmetrie ihrer Gehänge auszeichnet. Denn es kehren die Rundhöcker regelmäßig ihre sanfte Böschung oder Stoßseite nach der Richtung, von welcher der Gletscher kam und wenden nach der entgegengesetzten Seite ihren Steilabfall oder

---

[1]) Gerard de Geer, Om den skandinaviska landisens andra utbredning. Geolog. Fören. Förhandl. VII. 1885. p. 436.

Leeseite. Gleich der Moränenlandschaft weicht die Rundhöckerlandschaft in Bezug auf ihre orographische Gliederung gänzlich vom ausgearbeiteten Berg- und Hügellande ab, es fehlt ihr das Ineinandergreifen von Thälern und Rücken, das für alle Thallandschaften so charakteristisch ist, sie hat ihre Ausgestaltung sichtlich nicht vom rinnenden Wasser, sondern vom Eise erhalten; letzteres hat die Moränenlandschaft mit ihren Rücken und Wannen aufgebaut, die Rundhöckerlandschaft dagegen im wesentlichen herausgearbeitet, erodiert, nur da und dort, bei seinem Rückzuge direkt oder durch Vermittlung von Schmelzwässern, einzelne Hügel, die Ooser, Drumlins und Endmoränen, aufsetzend. Diese Zweiteilung der alten Gletschergebiete in ein Zentrum glacialer Erosion und eine Peripherie glacialer Akkumulation ist allgemein gültig; aber sie kommt nur dort vollkommen orographisch zur Entwickelung, wo sich die alten Vereisungen schrankenlos über ein flaches Land breiteten, während sie dort, wo die Vergletscherung sich an bestimmte Thalgebiete knüpfte, sich den bestandenen Geländeformen unterordnen. Gebirgsländer, welche vergletschert waren, zeigen auch Moränen- und Rundhöckerlandschaften, die sich aber der Thalszenerie einfügen, weswegen ihrer bei den Gebirgswannen besonders zu gedenken ist.

b) Die Wannen der Rundhöckerlandschaft.

Die Wannengebiete im Bereiche der alten Gletscher liegen namentlich in der Rundhöckerlandschaft. Hier treten die Hohlebenen ähnlichen Senken, die zerlappten Seen Finnlands und des nördlichen Nordamerika, hier die zahlreichen Seen von Minnesota und Wisconsin entgegen, während in den Moränenlandschaften allenthalben nur kleinere Wannen und zwar meist nicht allzu reichlich auftreten. Man wird daher in den Wannen der Rundhöckerlandschaften in erster Linie Werke der glacialen Erosion zu erblicken haben; darauf weist auch ihre Erscheinung hin, sie stellen in den Felsen eingesenkte Vertiefungen, Felswannen dar, welche an Gesteinsgrenzen

sowie an Orten weniger widerstandsfähiger Gesteine anzutreffen sind. Die großen Seesenken liegen an einer bemerkenswerten Gesteinsgrenze. Der Onegasee, der Ladogasee und weiter westlich der finnische Golf bezeichnen die Grenze archäischer und paläozoischer Gebiete. Ganz ebenso knüpfen sich von den fünf großen nordamerikanischen Seen der Obere See und der Huronsee, ferner der Athabaskasee, der Große Sklavensee und der Große Bärensee an dieselbe Gesteinsgrenze[1]), welche nicht selten stufenförmig als „Glint" abbricht. Eduard Sueß nennt daher alle diese Seen Glintseen[2]). Die enge Beziehung zum Auftreten gewisser Gesteine betonend bezeichnet Logan den Eriesee, den größeren Teil des Huronsees und den Michigansee als devonische, den Ontario- und Oberen See als silurische Seen[3]).

Zahlreiche Wannen im Bereiche glacialer Erosion treten dort auf, wo weichere Gesteine mitten in härteren vorkommen, was entweder die Folge ursprünglicher lokaler Ablagerung oder durch die Krustenbewegung verursacht ist. Letzteres gilt nach Brögger[4]) für die meisten silurischen Ablagerungen des mittleren Schwedens. Dieselben sind durch Verwerfungen in eine Umrahmung fester archäischer Gesteine gebracht; aus dieser aber sind sie größtenteils herausgeschürft worden und an ihrer Stelle treten nun die Wannen entgegen, an deren Ufern da und dort noch Reste silurischer Gesteine vorhanden sind.

So liegt z. B. nach den Untersuchungen von Holm[5]) und Nathorst[6]) der Wettersee an Stelle eines Grabens silurischer

---

[1]) G. M. Dawson, Notes to accompany a geological Map of the Northern Portion of the Dominion of Canada. Rep. R. Geolog. and nat. hist. Survey of Canada. 1886.

[2]) Antlitz der Erde. I. S. 50, 53, 58, 81.

[3]) Commission géologique du Canada. Rapport des Progrès. 1864. p. 18.

[4]) Spaltenverwerfungen der Gegend Langesund-Skien. Nyt. Mag. f. Naturvidenskaberne. XXVIII. 1883. p. 406, 412. — Ueber die Bildungsgeschichte des Christianiafjordes. Ebenda. XXX. 2. 1886. p. 123.

[5]) Ueber den Vettern und die Visingsöformation. Bitr. t. kgl. sv. Vetens. Akad. Handl. XI. Nr. 7. 1885.

[6]) Några ord im Visingsö serien. Geolog. Fören. Förh. VIII. 1.

Schichten mitten im archäischen Gebiete. Entsprechendes berichtet Brögger vom Hjelmarsee[1]), und für den Siljansee kam Nathorst[2]) zu demselben Resultate. Lose Blöcke silurischer Gesteine südlich vom Mälarsee machen gleichfalls wahrscheinlich, daß derselbe den Verbreitungsbezirk gänzlich ausgeschürfter Silurschichten inne hat. Auch der Wenersee dürfte unter diesem Gesichtspunkte zu betrachten sein.

Man hat es in allen diesen Fällen mit einem mittelbaren Einflusse der Krustenbewegung auf die Lage der Wannen zu thun, so wie er sich z. B. auch in den ausgearbeiteten tektonischen Thälern geltend macht. Ein solch mittelbarer Einfluß äußert sich auch dort, wo die Flüsse vor Eintritt der Vereisung entstandene isolierte Vertiefungen verschüttet haben, sei es in Schichtgräben oder Schichtmulden. Gerade das lockere und lose Material der Ausschüttung solcher Versenkungsbecken wird durch die Glacialerosion am leichtesten fortgeschafft werden können und durch die letztere werden Felswannen bloßgelegt, welche gleichsam unterirdisch, unter den Alluvionen entstanden sind und nie Oberflächenformen gebildet haben. Analogerweise können Felswannen entstehen, wenn verwitterte Materialien aus ihrer festen Umgebung ausgefegt werden.

Nach G. de Mortillet[3]) wurden während der Vergletscherung verschüttet gewesene Wannen bloßgelegt, und indem er annahm, daß diese Felswannen vor der Verschüttung geschlossene Hohlformen darstellten, sprach er von einer Reexkavation durch glaciale Thätigkeit. Von einer solchen Reexkavation kann aber nur dort die Rede sein, wo wirklich eine präglaciale verschüttet gewesene Oberflächenwanne wieder hergestellt wird, und in diesem Falle ist die Entstehung dieser uralten Wanne noch besonders zu begründen. Dagegen handelt es sich um eine bloße Ausräumung[4]), wenn Felswannen, die während ihrer Bildung verschüttet wurden, bloßgelegt werden.

---

[1]) Ueber die Bildungsgeschichte des Cristianiafjordes. S. 120.

[2]) Slipsandsten i Dalarne. Geolog. Fören. Förhandlng. VII. p. 553.

[3]) Note géologique sur Palazzolo et le lac d'Iseo en Lombardie. Bull. Soc. Géolog. de France. (2). XVI. 1858/59. p. 888.

[4]) Den Unterschied zwischen Reexkavation und Ausräumung präzisierte v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. S. 270.

Diesen Gesichtspunkt hat vor allem A. G. Nathorst[1]) vertreten. Ausgeräumt endlich können werden jene Säcke von Verwitterungsprodukten, welche sich allenthalben bilden, und indem das verwitterte Material aus einer festen Umgebung herausgeputzt wird, entsteht eine Felswanne. A. Selwyn[2]) hat diese Anschauung aufgestellt, Pumpelly[3]) dieselbe ausgebaut, und viele Felswannen in den Gebieten glacialer Erosion für ausgescheuerte Verwitterungssäcke erklärt. A. G. Nathorst[4]) hat diese Theorie auf schwedische Verhältnisse angewendet.

Es räumt eine Vereisung aus einem Lande alles lockere Material fort, nämlich Verwitterungsprodukte, Flußanschwemmungen und lose Gesteine, welche insgesamt mitten in fester Umgebung gelagert sein können, so daß ihre Entfernung die Entwickelung von Felswannen bedingt, die unter Umständen dem Schichtstreichen folgen[5]). Wenn aber diese wenig widerstandsfähigen Gesteine gänzlich ausgeputzt worden sind, dann sind auch die Faktoren zerstört, welche die Wannenbildung begünstigten und es wird in sehr vielen Fällen gänzlich unmöglich sein festzustellen, welche Umstände im besonderen es waren, denen die Wanne zu danken ist. Dann wird sich ebenso wenig ermitteln lassen, warum hier eine Wanne liegt, wie warum in Bergländern hier Berge, dort Thäler liegen. Neben den Ausräumungswannen, welche Stellen geringen Widerstandes bezeichnen, gibt es nun aber auch Korrosionswannen, welche an solchen Stellen entstehen, wo die Erosionskraft der Gletscher örtlich besonders gesteigert ist. In Flachländern, die in ihrer ganzen Ausdehnung von mächtigem Eis bedeckt gewesen

---

[1]) En ny theori om de svenska Klippbäckenas upkomst. Geolog. Fören. Förh. Stockholm. IX. 1887. p. 221.

[2]) Origin of Lake Basins. Geolog. Mag. (2). IV. 1877. p. 94. Rep. Brit. Assoc. 1884. p. 720.

[3]) The Relation of Secular Rock disintegration to Loess, Glacial Drift and Rock Basins. Am. Journ. (3). XVII. 1879. p. 139.

[4]) Pumpellys theori om betydelsen af bergarternas sekulåra förvittring för upkomsten af sjöar. Geolog. Fören. Förh. Stockholm. IV. 1878/79. p. 276. Siehe ebenda. p. 343, 397, 466. V. p. 49, 110, 128.

[5]) Charles Wittesley, On the Fresh-Water Glacial Drift of the Northwestern States. Smiths. Contr. XIV. 1866. p. 29.

sind, dürften hierzu die meisten jener Wannen zu rechnen sein, welche durch ihren Parallelismus auffallen. In der Richtung der Gletscherbewegung gedehnt, sind sie den langgedehnten Furchen vergleichbar, welche der Wind zwischen Dünen ausweht und verleihen im Verein mit den zwischen ihnen befindlichen langgedehnten Rücken ganzen Ländern eine strenge Regelmäßigkeit in der Richtung der Erhebungen und Vertiefungen. Dort ferner, wo eine Erhebung der Eisbewegung hindernd in den Weg trat und diese ablenkte, vermochte letztere vor dem Orte des Widerstandes Wannen auszufurchen, das sind die Deflektionswannen, welche J. Geikie[1]) im westlichen Schottland kennen lehrte. Anders verhält es sich in den Bergländern, wo sich die Gletscher in bestimmten Betten von wechselnden Maßen bewegen, daher von Ort zu Ort ihre Geschwindigkeit bald steigern, bald mindern und dementsprechend an manchen Orten Kolke ausfeilen können. In vergletschert gewesenen Bergländern hat man daher vor allem die glacialen Korrosionskolke zu erwarten, die sich an die Thäler knüpfen.

Wenn nun auch sehr viele Momente sich dahin vereinigen, um die Felswannen der Rundhöckerlandschaften als Werke glacialer Erosion zu kennzeichnen, so können doch noch andere Vorgänge ihre Bildung begünstigt haben. In dieser Beziehung erscheint sehr belangvoll, daß namentlich die beiden großen Rundhöckerlandschaften der nördlichen Halbkugel in postglacialen Zeiten recht beträchtliche Verbiegungen, und zwar Hebungen erlitten haben, welche man mehrfach direkt mit der Vereisung in Zusammenhang gebracht hat.

Thomas Jamieson[2]) ist der Ansicht, daß durch das Gewicht des Eises das Land eingedrückt worden und nach Schwinden der Vergletscherung gleichsam wieder aufgequollen sei. E. v. Dry-

---

[1]) The Great Ice Age. 2. Aufl. 1877. p. 259. — On the Glacial Phenomena of Long Island. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XXXIV. 1878. p. 819 (862).

[2]) On the Cause of Depression and Reelevation of the Land during the Glacial Period. Geolog. Mag. (2). IX. 1882. Ebenda (3). IV. 1887.

galski[1]) denkt sich durch die Vereisung die Erdkruste sehr stark abgekühlt, so daß sie sich etwas einbiegt, worauf sie nach Schwinden der Vereisung wieder durch das Erdinnere stärker erwärmt wird und sich darauf aufbiegt. Nach beiden Ansichten fand also während der Eisbedeckung eine Senkung, nach derselben eine Hebung statt, welch letztere in Ablagerungen nachweisbar ist, während sich die erstere nur als ein theoretisches Postulat darstellt.

Gerade die großen finnisch-skandinavischen und die großen nordamerikanischen Wannen und Seesenken befinden sich im Bereiche dieser postglacialen Hebung[2]). Während derselben lag ihr Gebiet unter Wasser, in Nordamerika war es von einem Eissee bedeckt, welcher durch das Inlandeis nördlich von der großen Moränenlandschaft aufgestaut war, in Schweden lag es unter dem Meeresspiegel. Es erscheint daher wohl denkbar, daß unter dieser Wasserbedeckung Verbiegungen der Erdkruste namhafte Gefällsänderungen hervorzubringen vermochten, denen das rinnende Wasser nicht entgegenwirken konnte. In der That sind die Uferlinien der alten Gewässer über den Seeregionen verbogen. Wenn dann ferner während der Vereisung gleichfalls Verbiegungen der Erdkruste stattfanden, so vermochten auch diese vorher existierende Abdachungen umzuändern, vielleicht in Wannen oder Seesenken zu verwandeln.

Diese Ansicht äußerte zuerst Sir Charles Lyell[3]), und erklärte die Wannen der Alpenseen für subglacial abgeriegelte Thäler. In ähnlicher Weise deutete später auch A. E. Törnebohm[4]) die Wannen der großen schwedischen Seen für als subglacial entstandene Werke der Krustenbewegung, welche Ansicht er jedoch nach dem Zeugnis von Nathorst[5]) wieder aufgegeben hat. Jedenfalls sind die nachweisbaren Verbiegungen der Erdkruste bei einer Betrachtung gerade der großen flachen Wannen wohl zu berücksichtigen, wie dies z. B. von W. M. Davis[6]) und

[1]) Ueber Bewegungen der Kontinente zur Eiszeit. Verhandlgn. des VIII. Deutsch. Geographentages. Berlin 1889. S. 162.

[2]) Vergl. Bd. I. S. 427.

[3]) Antiquity of Man. 1863. p. 318.

[4]) Några ord om klipp-bassiner och åsar. Geolog. Fören. Förh. IV. 1878/79. p. 343.

[5]) Ebenda. IX. 1887. p. 223.

[6]) The Classification of Lake Basins. Proc. Bost. Soc. Nat. Hist. XXI. 1882. p. 315, 330.

Spencer[1]) für die Hohlebenen ähnlichen Seesenken Nordamerikas geschicht und es dürften dieselben ihre Einsenkung teilweise wohl durch Verbiegungen ursprünglicher Abdachungen, ihre Umgrenzung aber durch die Glacialerosion erhalten haben. Endlich mögen sie auch durch Moränenwälle, so wie Spencer annimmt, etwas aufgestaut sein.

Neben den Felswannen gibt es in den Rundhöckerlandschaften aber auch noch Abdämmungswannen, dort z. B., wo Endmoränen oder Ooser Thäler oder Abdachungen abdämmen. Dieselben sind in Finnland, wie J. E. Rosberg[2]) zeigte, sehr häufig. Die meisten der großen Seen liegen hier wie Zentraldepressionen oberhalb des großen Randmoränenwalles „Salpausselkä". Einige von ihnen, wie der Koitajärvi und Motkojärvi, sind aber durch Moränen aufgestaut. Nicht wenige Seen liegen ferner zwischen den Moränen und auf den Ooser, auf deren Rücken vielfach Gruben eingesenkt sind, und sind daher Umschüttungswannen. Andere Wannen sind Ueberreste anderer nur zeitweilig bestandener, von denen sie abgeschnürt sind. Die Uferterrassen des glacialen Agassiz-Eissees in Nordamerika dämmen z. B. mehrfach kleine Wannen ab[3]).

e) Die Wannen der Moränenlandschaft.

Ebenso wie sich die Moränenlandschaft in einen scharfen Gegensatz zu der Rundhöckerlandschaft stellt, so unterscheiden sich auch die Wannen im Bereiche der glacialen Anhäufung von jenen der glacialen Erosion. In den Moränengebieten herrschen durchwegs kleinere Wannen, welche sich im wesentlichen folgenden drei

---

[1]) Notes upon Warping of the Earth's Crust in its Relation to the Origin of the Great Lakes. American Naturalist. 1887. p. 168. — Vergl. auch Origin of the Basins of the Great Lakes of America. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XLVI. 1890. p. 523.

[2]) Ytbildningar i ryska och finska Karelen med särskild hänsyn till de karelska randmoränerna. Fennia. VII. Nr. 2. 1892.

[3]) W. Upham, The Upper Beaches and Deltas of the Glacial Lake Agassiz. Bull. U. S. Geolog. Survey. Nr. 39. 1887. p. 54.

Typen unterordnen: 1. unregelmäßig umgrenzte, lappenförmige, breite und flache Wannen mit sanft welligem Boden und einzelnen tieferen Kolken, 2. lange schmale Rinnen, 3. rundliche kesselähnliche Vertiefungen. Diese drei Typen treten namentlich auf der norddeutschen Seenplatte auf[1]), wo sie in jüngster Zeit besonders durch Keilhack[2]) und Wahnschaffe[3]) näher untersucht worden sind, sie kehren ferner auf den Rücken, welche die großen Seen Nordamerikas nach Süden begrenzen, wieder.

Der erste Typus spiegelt mit seiner Bodengestaltung und seiner Oberflächengliederung den unruhigen Oberflächencharakter der Gegend, in welcher er gelegen ist. Es handelt sich um Wannen, welche bei der unregelmäßigen Anhäufung von Moränenmaterial entstanden. Sie sind die eigentlichen Moränenwannen, die man wiederum nach dem Orte ihrer Entstehung einteilen kann in Endmoränenwannen, gelegen in der Endmoränenlandschaft, oder in Grundmoränenwannen[4]), gelegen im Bereich der Grundmoränenlandschaft. Liegen diese Wannen im Bereiche sandigen, permeablen Bodens, so sind sie leer und entziehen sich der Beachtung. Dies gilt von zahlreichen Wannen Norddeutschlands. Reicht aber ihr Boden bis unter das Niveau des Grundwasserspiegels der Gegend, so sind sie mit süßem Wasser erfüllt, haben aber oberirdisch weder Zu- noch Abfluß und sind Blindseen, wie viele Seen Hinterpommerns[5]). Nur die Wannen, welche mit impermeablem Grundmoränenmaterial ausgekleidet sind, erscheinen als normale Flußseen und sie sind es,

---

[1]) Penck, Das Deutsche Reich. 1887. S. 478.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. XLI. 1889. S. 158. — Der baltische Höhenrücken in Hinterpommern und Westpreußen. Jahrb. d. kgl. preuß. geolog. Landesanstalt. 1889. S. 149.

[3]) Zur Frage der Oberflächengestaltung im Gebiete der baltischen Seenplatte. Jahrb. d. kgl. preuß. geolog. Landesanstalt. 1887. S. 161.

[4]) Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Forsch. z. deutsch. Landes- u. Volkskunde. VI. 1. 1891.

[5]) K. Keilhack, Ueber die Lage der Wasserscheide auf der baltischen Seenplatte. P. M. 1891. S. 38.

welche vor allem die Aufmerksamkeit auf sich lenken. Vermöge ihrer zerlappten Gestalt zerfallen sie gelegentlich in verschiedene einzeln benannte Seen, wie z. B. der große Mauersee in Ostpreußen. Derselbe zergliedert sich wie folgt [1]):

	Fläche	Tiefe	Verhältnis von Tiefe zum Radius der Seefläche
Mauerse . . .	16,65 qkm	38,5 m	16,7 ‰
Schwenzaitsee .	8,29 „	24 „	14,8 „
Dargainensee .	19,79 „	29,5 „	11,8 „
Kissainsee . .	25,30 „	28,0 „	9,9 „
Lababsee . . .	4,50 „	14,0 „	11,7 „
Dobenscher See .	17,76 „	19,5 „	8,2 „
	92,29 qkm	38,5 m	7,1 ‰

Weitere Beispiele sind:

	Fläche	Tiefe	Verhältnis von Tiefe zum Radius der Seefläche
Spirdingsee [1]) .	105,95 qkm	25,0 m	4,3 ‰
Die Müritz [2]) .	133,25 „	22 „	3,4 „

Die langen schmalen Rinnen sind in Bezug auf ihre Erstreckung und auf ihr Verhältnis zu ihrer Umgebung als große Thäler aufzufassen, denen die Gleichmäßigkeit des Gefälles mangelt und welche in der Regel an ihrem Boden mit einzelnen Kolken ausgestattet sind, wodurch sie an alte Flußbetten mahnen.

Ein eingehend untersuchtes Beispiel dieser Art stellt die 30 km lange, dabei nicht einmal 2 km breite Rinne des Rheinschen Sees, des Talter Gewässers und des Beldahnsees in Ostpreußen dar, welche sich an acht verschiedenen voneinander isolierten Stellen auf über 30 m, im Maximum bis auf 51 m Tiefe herabsenkt. Zwischen den einzelnen tiefen Stellen erstrecken sich seichte Schwellen von kaum 2 m Tiefe. Die von Ule veröffentlichte Tiefenkarte des Sees erinnert an die Bodengestaltung des Bettes eines großen Stromes; in der That sind auch die Tiefen dieses Sees, sowie seiner Nachbarn nicht einmal so groß wie jene der Donau im Banater Durchbruche. An anderen Stellen sind

[1]) Vergl. W. Ule, Die Tiefenverhältnisse der masurischen Seen. Jahrb. d. kgl. preuß. geolog. Landesanstalt. 1889. S. 3.

[2]) E. Geinitz, Die Seen, Moore und Flußläufe Mecklenburgs. 1886. S. 59.

derartige Rinnenwannen in ihre einzelnen Kolke zerlegt und man hat dann eine ganze Reihe kleiner relativ tiefer Becken, deren Boden gelegentlich, wie z. B. bei den Eiderseen, bis unter das Meeresniveau herabreicht. Derartige Rinnen sind wohl Betten der Schmelzwasser der Vereisung, welche Schmelzwasser periodisch in großen Massen auftraten und im leicht beweglichen Boden breite Betten mit einzelnen Kolken ausfurchen konnten. Mit diesen Rinnenwannen der norddeutschen Seenplatte haben die weit größeren rinnenähnlichen Wannen der „Fingerseen“ südlich vom Ontario nichts gemein, es sind dies modifizierte präglaciale Thäler [1]), welche in festes Gestein eingeschnitten sind; dagegen kann man ihnen den kaum 6 m tiefen Lake Traverse und den 5—9 m tiefen Big Stone Lake in Minnesota zur Seite stellen, welche beiden im Bette eines alten Gletscherstromes gelegen sind [2]).

Die kleinen rundlichen Wannen, die Sölle oder Pfühle Norddeutschlands, die Tarns in Nordamerika, dürften teilweise gleichfalls als Wasserkolke gelten, und zwar ausgestrudelt beim Abschmelzen der Vergletscherung von mächtigen dem Eise entströmenden oder in demselben nach der Art von Gletschermühlen wirkenden Wassermassen.

Diese letztere Anschauung ist von Berendt [3]) aufgestellt worden und von E. Geinitz [4]) auf die Seen Mecklenburgs, von White [5]) und von H. C. Lewis [6]) auf manche Tarns in Pennsylvanien angewendet worden.

Manche der kleinen Wannen dürften übrigens auch dadurch entstanden sein, daß beim Rückzuge der Vergletscherung Eispartieen als „tote Eismassen“ lange Zeit zwischen Moränen oder Glacialschottern erhalten blieben und beim Schmelzen die Veranlassung zur Bildung einer Depression gaben.

---

[1]) Chamberlin, Preliminary paper on the Terminal Moraine. IIId Ann. Rep. Geolog. Survey. 1881/82. p. 353.

[2]) W. Upham, The Upper Beaches of Lake Agassiz. p. 15.

[3]) Ueber Riesentöpfe und deren allgemeine Verbreitung in Norddeutschland. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1880. S. 56.

[4]) Die Seen, Moore und Flußläufe Mecklenburgs. 1886. S. 4.

[5]) Geology of Pike and Monroe Counties. Second Geological Survey of Pennsylvania. Rep. of Progress G. 6. 1882. p. 39.

[6]) Report on the Terminal Moraine in Pennsylvania. Sec. Geolog. Survey of Pennsylvania. Rep. 2. Harrisburgh 1889. p. 29.

Hierher gehören mutmaßlich die trichterähnlichen Wannen, welche sich zwischen den Endmoränen auf der Südseite des Genfersees in der Gegend von Thonon 30—40 m tief einsenken. Der Boden derselben ist trocken, da die Umgebung aus durchlässigem Schotter besteht. In ganz ähnlicher Lage werden in Nordamerika Gruben in den „Glacial Sand Plains“ angetroffen, die gleichfalls als Einstürze über toten Gletschern angesprochen worden sind [1]). Gleiche Entstehung nimmt Warren Upham [2]) für den 31 m tiefen Waldensee und 15—18 m tiefen Cochituatesee in Massachusetts an.

4. Wannen im Bereiche durchlässiger Gesteine. (Die Karstlandschaft.)

a) Gestalt und Verbreitung.

Die Wannen der Trocken- und ehemaligen Gletschergebiete sind gleich den klimatischen Verhältnissen, welche ihre Entstehung begünstigten, außerordentlich weit verbreitet und zeigen eine wahrhaft regionale Entwickelung, während alle übrigen Wannen immer nur lokal auftreten. Dies gilt namentlich von den Wannen permeabler Gebiete, welche an die oberflächliche Verbreitung irgend eines Gesteines geknüpft sind, das durchlässig und löslich zugleich ist. Kalkstein und Gips sind allenthalben, wo sie auftreten, durch das Vorkommen zahlreicher Wannen ausgezeichnet. Die Form der letzteren zeigt alle möglichen Uebergänge zwischen den echten Karren, einfachen Kesseln, Thalwannen, Trögen, Binnensenken und Hohlebenen. Kaum irgendwo kann man von einer bestimmten Kalk- oder Gipsgebieten ausschließlich zukommenden Wannengestalt sprechen, wenn sich auch ein Typus derselben durch eine beinahe universelle Entwickelung auszeichnet. Es sind dies die Felsschlote (Avens) und Felstrichter (Dolinen), bald von nur wenigen Metern, bald von mehreren hundert Metern Durchmesser.

---

[1]) J. D. Dana, Phenomena of the Glacial and Champlain Periods etc. Am. Journ. (3). XXVII. 1884. p. 113. — W. M. Davis, Structure and Origin of Glacial Sand Plains. Bull. Geolog. Soc. America. I. p. 195, 199.

[2]) Walden, Cochituate and other Lakes enclosed by modified Drift. Proc. Boston Soc. Nat. Hist. XXV. p. 228.

Durch ihr massenhaftes Auftreten oder ihre auffälligen Dimensionen haben dieselben allenthalben die Aufmerksamkeit erregt und daher im Volksmunde die verschiedensten Bezeichnungen erhalten.

Auf dem deutschen Jura heißen die Trichter Wetterlöcher, Schauer- oder Seelöcher, Teufelskutten, Sanduhren [1]). Mit dem Karrenphänomen der Alpen vergesellschaftet sich häufig das Auftreten von Schloten, die Riesenkessel oder Karrenbrunnen genannt werden [2]). In den krainerischen Karstgebieten nennt man die Felstrichter ebenso wie die Thäler Dolinen, während die steilwandigen Schlote Jama (Höhle) genannt werden [3]). In Istrien heißen die Trichter Dolaz, pl. Dolzi [4]). Im französischen Jura und in den Cevennen nennt man Trichter oder Schlote: abîme, gouffre, goule, goulle, gour, pot, trou, creux, puits naturel, bétoir, bois-tout, entonnoir, emposieu, aven, scialet, embuc, fondrière, ragagé, tindoul, fouti, igue, cloup, garagai [5]). Bétoir, avens und scialet scheinen die gebräuchlichsten Benennungen zu sein. In England nennt man die fraglichen Vertiefungen Sauglöcher (Swallow-holes), vielfach auch kurzhin Pot oder Kettle, in Irland Sluggys oder Turloughs [6]), in Amerika ist die Bezeichnung Sink-hole oder Lime-sink gebräuchlich, in Oberitalien heißen die Dolinen Pozzo und Buso; auf Oeland Alfvar byar oder Alfvar gårdar nach dem Alfvarbergrücken der Insel [7]), in Esthland endlich Kurriste ankud (Strudellöcher) [8]). Manchmal, aber keineswegs immer, stehen die Felstrichter und Felsschächte mit ausgedehnten Höhlen in Verbindung.

Die große Mehrzahl der Dolinen sind kleine trichterförmige Wannen von etwa 50 m Durchmesser und 7—8 m

[1]) v. Gümbel, Geologie von Bayern. I. 1888. S. 274.

[2]) Friedr. Simony, Beiträge zur Physiognomik der Alpen. Zeitschr. f. wissensch. Geogr. V. 1885. S. 33.

[3]) Schmidl, Zur Höhlenkunde des Karstes. Wien 1854. S. 189.

[4]) Stache, Die liburnische Stufe. Abhandlgn. k. k. geolog. Reichsanstalt Wien. XIII. Heft 1. 1889. S. 12.

[5]) Fournet, Hydrographie souterraine. p. 13. (Mém. Acad. Lyon. VIII. 1858. p. 221–296.) — E. A. Martel, Les Cévennes. Paris 1890. Chap. XXIII.

[6]) Kinahan, Valleys. 1875. p. 141.

[7]) Bergstrand, Om den geologiska bilduingen af Öland. Geolog. Fören. Förh. I. 1872—74. p. 154.

[8]) Friedr. Schmidt, Untersuchungen über die silurische Formation von Esthland, Nordlivland und Oesel. Habilit.-Schrift. Dorpat 1857. S. 88.

Tiefe, mit flach abwärts gekrümmten, lehmerfüllten Boden. Wird die Bodenfläche sehr groß, so nimmt die Doline eine mehr schüsselförmige Gestalt an; wird sie sehr klein, was sich in der Regel mit steilen Wandungen verknüpft, so wird sie schlotähnlich. Hie und da, in disloziertem Gelände, sind die Dolinen in der Richtung des Schichtstreichens gestreckt; ihre Böschung ist manchmal gleich der der asymmetrischen Thäler verschieden, die Nord- und Westseiten sind in Mitteleuropa die steileren. Neben den zahlreichen Dolinen der Normalgröße gibt es auch sehr stattliche von fast 1 km Durchmesser und Tiefen von 100—200 m. Die Schlote senken sich entweder senkrecht, 50—100 m in die Tiefe, oder verlaufen schräge und sind dann bereits den Höhlen zuzuzählen. Sie stehen in der That auch meist mit solchen in Verbindung.

Eine weitere Eigentümlichkeit der Gebiete durchlässiger Gesteine sind die Thalwannen der blinden Thäler, auch Trichterthäler oder innere Thäler genannt. Unter blinden Thälern sind schmale, oft ziemlich langgedehnte Thäler zu verstehen, welche einen unteren Thalschluß besitzen, wo der Fluß gewöhnlich in einen Höhlengang eintritt. Im übrigen teilen die blinden Thäler mit den gewöhnlichen Thälern alle Eigentümlichkeiten der Gefälls- und Gehängeentwickelung, während die nicht seltenen Trockenthäler der Kalkgebiete gewöhnlich der Stetigkeit des Gefälles entbehren und am Boden häufig mit einer Serie von Dolinen, oder, wie sich J. Lesley ausdrückt, „kraterförmiger“ Vertiefungen ausgestattet sind [1]. Vielfache Uebergänge verknüpfen die schmalen, nicht selten mäandrischen blinden Thäler mit breiten, trogähnlichen Wannen, den Kesselthälern, welche gleichfalls auf unterirdische Entwässerung angewiesen sind. In den kroatischen Karstländern heißen dieselben Poljen, im schweizer Jura gewöhnlich gleich den ihnen entsprechenden Längsthälern Combes. Auch die Yailahs in Lykien gehören nach Forbes und Spratt [2])

[1]) Vergl. Owen, IVth Rep. Geolog. Survey in Kentucky. 1861. p. 452.

[2]) Travels in Lycia. London 1847. II. p. 165.

hierher. Bei zunehmender Breite nähern sich solche Kesselthäler in ihrem Aussehen den Hohlebenen. Die trichter- oder schachtähnlichen Löcher, durch welche ihre Entwässerung erfolgt, heißen in Griechenland Katavothren[1]), auf Korfu Ruphista[2]), in den serbokroatischen Ländern Ponore.

Die Poljen sind bald trogförmige, bald schüsselähnliche Wannen, die sich durch eine ebene Bodenfläche von einigen Zehnern bis zu mehreren Hunderten von Quadratkilometern Areal auszeichnen. Ihr Umriß ist bei schüsselförmiger Gestalt meist unregelmäßig gelappt, die trogförmigen Poljen sind gewöhnlich in der Richtung des Schichtstreichens ausgedehnt und ähneln breiten Längsthälern. Ihr Auftreten ist ein geselliges, namentlich die trogförmigen treten in langen Zügen auf, aber jede einzelne Wanne ist von der anderen durch Erhebungen getrennt.

Die verschiedenen hier erwähnten Wannenformen der Kalkstein- und Gipsgebiete treten meist miteinander vergesellschaftet auf und charakterisieren dann ein Relief, das man nach seinem ausgezeichnetsten Repräsentanten als Karstlandschaft bezeichnen kann, welch letztere neben den geschlossenen Hohlformen in der Regel auch zahlreiche echte Höhlen birgt. Dieselbe ist ganz besonders durch ihre hydrographischen Verhältnisse ausgezeichnet. Sie besitzt kein regelmäßiges oberflächliches Flußnetz. Die Permeabilität des Bodens hindert die Entstehung kleiner oberirdischer Abflüsse, es fehlen alle Bäche. Das aufgesogene Wasser fließt in zahlreichen Quellsträngen unterirdisch ab, tritt dann in blinden Thälern oder an den Poljengehängen in großen Massen zu Tage, Flüsse bildend, die bis zur Quelle schiffbar sind, dabei aber vielfach wieder nach kurzem Laufe sich in Höhlen ergießen. So hat man es denn mit einem zusammenhängenden Wassergeäder zu thun, das nur in den

---

[1]) Boblaye, Expéd. scient. de Morée. Géologie. 1832. p. 340. — Ueber die hydrographischen Verhältnisse Moreas. Poggendorffs Ann. XXXVIII. 1836. S. 253.

[2]) Partsch, Die Insel Korfu. E.-H. 88. P. M. 1887. S. 18.

tiefer gelegenen Strecken der Landschaft, in deren Wannen und Thälern zu Tage tritt. Dabei herrscht hier häufig kein Gleichgewicht zwischen Zu- und Abfluß; periodische Ueberschwemmungen, welche zur Bildung periodischer Seen hinüberleiten, gehören in den Hohlformen der Karstlandschaften zur Regel. Wo Flüsse von außen her in eine solche übertreten, verschwinden sie alsbald in den Sauglöchern. Genaue hydrographische Karten verzeichnen dann das plötzliche Ende reich verästelter Flußsysteme.

Die Karstlandschaften sind nicht an einen bestimmten Gebirgsbau geknüpft. Sie zeichnen sowohl die Erhebungen im Osten der Adria aus, welche zahlreiche unregelmäßige Schichtstörungen erlitten haben, wie auch den regelmäßig gefalteten schweizer Jura, die Kalkgebiete des Himalaya [1]) und die Gebirge von Guatemala [2]). Sie kehren auf dem Schollenlande des Coloradoplateaus wieder, wo sie auf dem Kaibabplateau angetroffen werden [3]), sie wiederholen sich bei nahezu flacher Lagerung des Korallenkalkes auf Jamaica [4]) und Südaustralien [5]), sie finden sich namentlich großartig entwickelt im Bereiche des söhlig lagernden Kohlenkalksteins im Mississippibecken, wo die Barren Lands von Kentucky nicht bloß zahllose Sinkholes, sondern auch blinde Thäler, vor allem aber Höhlen aufweisen [6]). Gleiches gilt von Tennessee [7]) und, wenn auch in bescheidenerem Maße, von den Gebieten des horizontal lagernden Silurkalkes der baltischen Länder [8]).

[1]) C. S. Middlemiss, Geological Sketch of Naini-Tal. Rec. Geolog. Survey India. 1890. p. 214.

[2]) Sapper, Das Kettengebirge von Mittelguatemala. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. 1892. S. 367.

[3]) Dutton, Tertiary History of the Grand Cañon District. p. 138.

[4]) Sawkins, Report on the Geology of Jamaica. London 1869. p. 20.

[5]) J. E. Woods, Geological Observations in South Australia. London 1862.

[6]) David Dale Owen, Rep. of the Geolog. Survey in Kentucky. Francfort 1856. I. p. 84.

[7]) Safford, Geology of Tennessee. Nashville 1869. p. 84.

[8]) Friedr. Schmidt, Untersuchungen über die silurische Formation von Esthland. Dorpat 1857.

Großartig ist das Karstphänomen mit seinen Dolinen, Höhlen und blinden Thälern auf den Plateaus der Cevennen entwickelt[1]), es kehrt auf dem fast horizontal gelagerten deutschen Jura[2]), sowie im Bereiche des irischen Kohlenkalkes[3]) wieder und wird auf den niedrigen Kalkflächen von Florida[4]) und Yucatan[5]) angetroffen.

Die verschiedenen Wannen der Karstlandschaften sind zugleich auch die wenig ausgedehnten Stellen, wo eine intensive Bodenkultur weiter Gebiete möglich ist; denn hier sind die meist roten Verwitterungslehme des Kalkes (terra rossa) zusammengeschwemmt[6]). Auf den zusammenhängenden Höhen tritt der nackte, häufig karrentragende, sterile Kalk zu Tage. Fehlt der Baumwuchs, so spricht man hier von einer Verkarstung des Landes.

b) Entstehung.

Diese wenigen die geographische Verbreitung der Karstlandschaft kaum andeutenden Daten dürften genügen, um die volle Unabhängigkeit derselben vom Gebirgsbau hinreichend zu erweisen. Sie gehört zu den Phänomenen, welche durch die auf der Landoberfläche wirkenden Massentransporte, und zwar durch eine örtliche Modifikation derselben entstanden sind. Sie ist vornehmlich den Wirkungen des meteorischen Wassers zuzuschreiben, welches vom Boden vermöge dessen Porosität aufgesogen wird. Letzteres geschieht bei lockerem Material allenthalben, bei verfestigtem aber an gewissen Stellen, an welchen der Weg zur Tiefe durch Klüfte oder eine oberflächliche Vertiefung vorgezeichnet ist, von welcher aus das Wasser abwärts wandert. Während nun aber bei unlöslichen Gesteinen sich an derartigen Stellen Ver-

---

1) Martel, Les Cévennes. Paris 1890.

2) Das Königreich Württemberg. Herausgegeben vom kgl. stat.-topogr. Bureau. Stuttgart. I. 1882. S. 305.

3) Kinahan, Valleys. p. 140.

4) N. S. Shaler, The Topography of Florida. Bull. Mus. Comp. Zoology. Cambridge, Mass. XVI. 7. 1890. p. 139.

5) Arthur Schott, Die Küstenbildung des nördlichen Yucatan. P.M. 1866. p. 127.

6) Reyer, Studien über das Karstrelief. Mitteil. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. 1881. S. 76, 101.

witterungssäcke entwickeln, die mit Verwitterungsmaterial erfüllt bleiben, werden auf löslichem Gesteine die gelösten Substanzen aus den Säcken entfernt und es entstehen Vertiefungen, welche als offene Verwitterungssäcke anzusehen und durch zahlreiche Uebergänge mit den gefüllten Verwitterungssäcken des Kalkes verbunden sind. Nach unten setzen sich dieselben regelmäßig in irgend einen schmalen Spalt oder in eine Fuge fort; nach oben werden sie erweitert, indem das ihnen zurinnende Wasser ihre Umgebung abböscht. Sie erhalten dadurch oben eine trichterförmige Oeffnung und treten als Dolinen entgegen. Zusammenschwemmungen von Lehm erfüllen meist deren Boden. Sind nun einmal durch die chemische Thätigkeit des zur Tiefe strebenden Wassers Fugen zu Kanälen ausgenagt, so kann dort, wo Flüsse über das bereits durchbohrte Gestein hinwegströmen, oder wo über demselben wenigstens zeitweilig größere Wasseransammlungen vorhanden sind, eine mechanische Auswaschung der entstandenen Schlote und Gänge dadurch erfolgen, daß sie von größeren Wassermassen durchströmt werden. Dies geschieht mit allen Schlund- und Sauglöchern, den Ponoren oder Katavothren. Verlegt der Fluß, welcher in letztere einströmt, seinen Weg, oder verschwindet der See, so überdauern ihn die von ihm ausgewaschenen Fugen in Gestalt tiefer, schachtähnlicher Schlote; durch Abbröckelung der Wände können diese nachträglich in Felstrichter verwandelt werden, deren Boden mit Schutt erfüllt ist.

Das von den Gesteinsschloten verschluckte Wasser sammelt sich entweder in den Grundwasserschichten der betreffenden Gegenden oder es setzt seinen Pfad längs Klüften und Fugen fort und bildet Quellstränge. Längs derselben findet sowohl eine mechanische als auch eine chemische Korrosion des Grenzgesteines statt, es werden die Quellgänge ausgeweitet und schließlich in Höhlengänge verwandelt, die ihrerseits sohin gleichsam als unterirdische Fortsetzung und Verästelungen der Schlote erscheinen (vergl. S. 435).

Diese Höhlengänge erfahren im Laufe der Zeiten

eine Vergrößerung nicht bloß durch das in ihnen zirkulierende Wasser, sondern auch durch Abbröckelung ihrer Wände. Findet am Höhlendache besonders lebhafte Abbröckelung, die vielleicht durch Erderschütterungen befördert wird, statt, so kann sich das Höhlengewölbe allmählich nach oben öffnen, wodurch die Höhle durch Einsturz des Daches in eine Vertiefung der Landoberfläche verwandelt wird. Gleiches kann sich dann ereignen, wenn durch allmähliche Denudation das Niveau der Landoberfläche bis in das Niveau des Höhlendaches erniedrigt wird. Durch beide Vorgänge können aus dom- und kuppelartigen Hohlräumen kesselähnliche Einsenkungen entstehen. Das sind die Erdfälle, deren Bildung gelegentlich, und zwar auf Gips beobachtet worden ist. Durch Abbröckelung und Abspülung ihrer Wände können sich dieselben gleichfalls in echte Trichter umgestalten. Es gibt sohin zwei Typen von Dolinen: erweiterte Mundlöcher von Gesteinsfugen, sowie Höhleneinstürze.

Die beiden hier entwickelten Möglichkeiten der Bildung von Schloten und Trichtern sind zur Erklärung der Dolinen mehrfach herbeigezogen worden. Namentlich die Ansicht, daß Einstürze vorliegen, hat entschiedene Vertreter gefunden, obwohl bereits Anfang unseres Jahrhunderts Omalius d'Halloy bemerkte, daß die zahlreichen trichterförmigen Einsenkungen, durch welche die Tageswässer abziehen, keine Erdfälle seien, und schon Gillet-Laumont annahm, daß sie durch Infiltration von Wasser und durch Ausspülung entstanden seien [1]). Man glaubte nämlich, die Höhlenbildung direkt auf die Gebirgsbildung zurückführen zu können und nahm an, daß durch Einbruch jener Höhlen die Dolinen entstanden seien. Am klarsten spricht dies Virlet [2]) aus, welcher die Dolinen des Jura Cirques d'enfoncement nannte. Fournet erklärte die Bétoirs des Jura für Einbrüche [3]). Ebenso

[1]) Entdeckung natürlicher Schächte oder Röhren, welche die Kalksteinbänke des Petersberges bei Mastricht durchsetzen, von Mathieu, und über den Ursprung derselben von Gillet-Laumont. Gilberts Annalen d. Physik. N. F. XVI. 1814. S. 402.

[2]) Observations faites en Franche-Comté sur les cavernes et la théorie de leur formation. Bull. Soc. géolog. VI. 1834/35. p. 154. Vergl. ebenda IV. 1832/33. p. 347.

[3]) Note sur les effondrements. Mém. Acad. Lyon. Classe des Sciences. II. 1852. p. 174, 186. — Hydrographie souterraine. Ebenda. VIII. 1858. p. 13 d. Sonderabdruckes.

äußerte sich Schmidl[1]) 1854 über die Dolinen des Karstes, ferner David Dale Owen[2]) über die Sinkholes von Kentucky. Auch Elie de Beaumont meinte, daß durch Höhleneinstürze „fontis" (Dolinen) entstehen könnten[3]). Daß bei solchen Einstürzen rundliche Vertiefungen sich bilden, lehrte A. Boué[4]) durch den Vergleich mit den Pingen über alten Bergwerken, aber zugleich äußerte derselbe: solche regelmäßige Trichter kommen nur in ihrer Natur nach sehr gleichmäßigen Kalkfelsenschichten vor, „wo das Loch oder die Spalte der Wassereinsickerung immer in der Mitte der Trichter sich befinden mußte und wo die weitere Gesteinsverwitterung und Abnutzung gleichmäßig vom Zentrum zur Peripherie stattfand". E. Tietze[5]) endlich formulierte 1873 die Ansicht über die Bildung der Karsttrichter wie folgt. „Die Dolinen sind Einsturztrichter. So denkt wohl die überwiegende Mehrheit der heutigen Geologen. Mit der außerordentlichen inneren Zerklüftung und Aushöhlung des Karstgebirges hängt es zusammen, daß die Oberfläche oder Decke des Gebirges überall dort nachsinkt, wo die Unterlage bis zu einem gewissen Grade weggelaugt, aufgelöst oder weggeschwemmt ist. Alle Dolinen weisen also auf früher unter ihrer heutigen Stelle bestanden habende Hohlräume hin, die heute entweder ganz oder zum Teile mit dem nachgestürzten Materiale erfüllt sind."

Neben dieser von verschiedenen anderen geteilten Ansicht[6]), nach welcher die Höhlen das primäre, die Dolinen das sekundäre sind, hat sich frühzeitig schon die gegenteilige entwickelt, nach welcher Dolinen und Höhlen gleichzeitig durch die Thätigkeit der Wasser entstanden. Britische Geologen erkannten in den „Swallowholes" und „Sinkholes" Wirkungen der Atmosphärilien. Bereits 1854 erklärte Prestwich einige Schlundlöcher in der Nähe von

---

[1]) Zur Höhlenkunde des Karstes Wien 1854. S. 189.

[2]) Rep. Geolog. Survey in Kentucky. 1856. I.

[3]) Notice sur les systèmes des montagnes. 1852. p. 1306.

[4]) Ueber die Karst- und Trichterplastik im allgemeinen. Sitzungsber. k. Akad. Wien. Math.-naturw. Kl. XLIII. 1861.

[5]) Geologische Darstellung der Gegend zwischen Karlstadt in Kroatien und dem nördlichen Teil des Kanals der Morlacca. Jahrbuch k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien. XXIII. 1873. S. 27 (58). Vergl. ferner: Zur Geologie der Karsterscheinungen. Jahrbuch k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien. XXX. 1880. S. 729.

[6]) Vergl. Kramberger, Die Karsterscheinungen im westlichen Teile des Agramer Gebirges. Kroatische Revue. 1882. — F. v. Hauer, Oesterr. Touristenzeitung. 1883. Nr. 3 u. 4. Ebenda. 1886. Nr. 7. — v. Gümbel, Geologie von Bayern. 1888. S. 274. — Daubrée, Les eaux souterraines à l'époque actuelle. I. 1887. p. 367. — De la Noë et E. de Margerie, Les formes du terrain. Paris 1888. p. 156.

Canterbury für Auswaschungen durch versiegende Tageswasser[1]. nachdem viel früher schon Lyell[2]) die mit Lehm oder Sand erfüllten Schlote der Kreide (sand pipes) als Verwitterungsgebilde aufgefaßt hatte. J. Lesley[3]) deutete 1856 die Sinkholes von Kentucky als die durch die atmosphärischen Wasser ausgeweiteten Klüfte des dortigen Kohlenkalkes. Gleicher Ansicht ist Safford, aber er räumt auch dem Einstürzen (caving in) einen gewissen Anteil ein[4]). Die Sinkholes als eine besondere Oberflächenform der Uplands von Iowa schildernd, erklärt Charles A. White dieselben für die Werke des in den Boden einsickernden Wassers, ohne allerdings besonders auf dessen chemische Thätigkeit hinzuweisen[5]). Letzteres thut Cox[6]). Boyd Dawkins führte 1874 die Kessel im Kalkgebirge allgemein auf die auflösende Thätigkeit des mit Kohlensäure beladenen Wassers zurück[7]). 1880 endlich faßte E. v. Mojsisovics[8]) die Karsttrichter als Verwitterungsphänomene auf, und gleichzeitig stellte E. Fugger[9]) eine ähnliche Erklärung für die sogenannten Karrenbrunnen, nämlich die senkrechten im Vereine mit den Karren häufig auftretenden Schlote auf. K. Diener[10]) hat diese Anschauung später verteidigt und Middlemiss[11]) erklärt die Dolinen von Naini Tal für Werke der einsickernden Wasser. Diese Anschauung wird sodann eingehend von Cvijić[12]) begründet, indem derselbe zugleich auch auf die mechanische Auswaschung der Schlote durch rinnendes Wasser aufmerksam machte. Letztere Entstehungsursache betont namentlich Martel[13]), dabei die anderen nicht übersehend.

---

[1]) On some Swallow-Holes on the Chalk Hills near Canterbury. Quart. Journ. Geolog. Soc. X. 1854. p. 222; vergl. auch ebenda XI. 1855. p. 66 u. 80.

[2]) Sand and Pipes in the Chalk near Norwich. Lond. and Edinb. Phil. Mag. (3). XV. 1839. p. 257.

[3]) IVth Rep. Geolog. Survey in Kentucky. 1861. p. 509.

[4]) Geology of Tennessee. 1869. p. 84.

[5]) Report on the Geological Survey of the State of Iowa. Des Moines. 1870. I. p. 78.

[6]) Vth Ann. Rep. Geol. Surv. of Indiana. Indianopolis 1874. p. 261.

[7]) Cave hunting. London 1874. p. 56.

[8]) Zur Geologie der Karsterscheinungen. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. 1880. S. 111.

[9]) Der Untersberg. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. 1880. S. 117.

[10]) Ein Beitrag zur Geologie des Zentralstockes der julischen Alpen. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien. XXXIV. 1884. S. 659 (684). — Libanon. Wien 1886. S. 228.

[11]) Geological Sketch of Naini-Tal. Rec. Geolog. Survey Ind. 1890. p. 214.

[12]) Das Karstphänomen. Geogr. Abhandl. V. 3. 1893. S. 267.

[13]) Les Cévennes. Paris 1890. p. 362. — Les abîmes. Paris 1894. p. 515.

Die Hypothese der Dolinenbildung durch Einstürze ist wesentlich durch die Nachrichten zahlreicher Einbrüche in den Karstgebieten gestützt worden. Cvijić[1]) hat jedoch gezeigt, daß derartige Einbrüche in der Regel nur in den lehmigen Ablagerungen stattfinden, welche sich da oder dort über eine Dolinenlandschaft breiten, so daß es sich nicht um eine wirkliche Dolinenbildung, sondern um ein bloßes Nachsacken handelt. Das ist auch die Ansicht von Pilar[2]), welcher die zahlreichen trichterförmigen Einbrüche im Schwemmlande der Karstgebiete, also die Entstehung von Schwemmlanddolinen, auf das Einsinken des Schwemmlandes in Spalten und Rissen des darunterliegenden Kalkes zurückführt. Sein hierauf bezüglicher Satz, daß so mancher Grenzerjüngling sagen konnte, sein Vaterland sei durch Neubildung von Trichtern gar nicht mehr zu erkennen gewesen, ist von E. Tietze[3]) fälschlich auf die Bildung echter Dolinen bezogen worden und mit dieser Interpretation in zahlreiche Werke übergegangen.

Gelegentlich sind echte Dolinen, wie z. B. eine solche von Sall auf der Insel Oesel als Explosionskrater beschrieben worden[4]), auf tektonische Vorgänge wurden sie von Stache[5]) zurückgeführt, und auch von Reyer[6]) in Beziehung gebracht. Die Schlote führte d'Omalius d'Halloy auf Geiserwirkungen zurück[7]).

Behufs Unterscheidung der auf verschiedenem Wege gebildeten Dolinen muß zunächst betont werden, daß die durch bloße oberflächliche Erweiterung von Fugen entstandenen Trichter in der Regel unten in Gesteinsfugen auslaufen und nicht unbedingt mit Höhlen in Verbindung stehen, während diejenigen Dolinen, welche als Sauglöcher für Flüsse und Seen dienten, sich gewöhnlich in Höhlengängen fortsetzen werden. Gleiches gilt von den durch Einsturz entstandenen Dolinen. In beiden Fällen aber kann, sei es durch die Trümmer des eingebrochenen Höhlendaches, sei es durch nachgebröckelte Trümmer die

[1]) Das Karstphänomen. S. 251.

[2]) Vergl.: Die Wassernot im Karste. (Von A. Beyer, E. Tietze und G. Pilar.) Agram 1874. S. 142.

[3]) Zur Geologie der Karsterscheinungen. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien. XXX. 1880. S. 755.

[4]) Wangenheim von Qualen, Bull. Soc. imp. des naturalistes. Moscou. 1852.

[5]) Oesterreichische Revue. 1864. VI. S. 172.

[6]) Studien über das Karstrelief. Mitt. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. 1881. S. 76, 101.

[7]) Eléments de géologie. Paris 1831.

Verbindung des Trichters mit dem Höhlengange verhüllt werden. Die mit Schutt erfüllten Dolinen können daher sowohl durch Erosion, als auch durch Einsturz entstanden sein, während die Trichter, welche felsigen Boden haben und nicht mit Höhlengängen kommunizieren, Erosionsgebilde sind.

Wenn man nun berücksichtigt, daß die Oberfläche fast aller Kalksteine (und Gipse) durch Schlot- und Trichterbildungen (welche allerdings durch eine oberflächliche Lehmbedeckung ausgeglichen sein können) ausgezeichnet ist, wenn man diese Bildungen selbst auf höhlenarmen Kalken, an der Save sogar auf Terrassen verfestigten Kalkschotters wahrnimmt, der absolut keine Höhlenbildung aufweist, so wird man einen solch notwendigen Konnex zwischen Dolinen- und Höhlenbildung, wie ihn die Einsturztheorie annimmt, nicht allenthalben in der Natur gegeben finden. Wenn man dann ferner die Dolinen sich genau auf das Kalkgebiet beschränken sieht, da sie genau dort aussetzen, wo nur eine dünne Schicht impermeabler Gesteine im Hangenden des Kalkes auftritt, so wird man sie lediglich als eine Oberflächenerscheinung des Kalkes (bezw. Gipses) betrachten dürfen, welche nicht durch den Zusammenbruch von Hohlräumen im Gesteine bedingt sein kann, denn das Zusammenbrechen des Höhlendaches würde gewiß auch Einstürze hangender impermeabler Schichten zur Folge haben. Wenn endlich die Dolinen häufig so dicht gedrängt auftreten, daß eine an die andere grenzt und das Land deswegen förmlich blattersteppig aussieht, so wird man einem solchen Dolinenreichtum nirgends einen entsprechenden Höhlenreichtum an die Seite stellen können[1]. Alle diese Erwägungen zusammengenommen machen wahrscheinlich, daß die bei weitem überwiegende Mehrzahl der Dolinen auf den Kalkgebieten nicht Einsturzgebilde sind.

Sind zunächst die dicht gescharten, meist kleineren

---

[1]) Die öfters zitierte Angabe Schmidls, daß auf 6 Quadratmeilen Landoberfläche 2 Quadratmeilen Höhlenfläche vorkämen, beruht auf einem Rechenfehler, es ergibt sich nur ein Höhlenareal von 0,01 Quadratmeilen.

Dolinen unter dem eben erörteten Gesichtspunkte zu betrachten, so läßt sich eine gleiche Auffassung auch für größere schlotähnliche Dolinen geltend machen, und zwar für die große Mehrzahl der eingehender untersuchten [1]).

Von 13 Avens, welche Martel auf den Cevennen vermaß, ist nur einer, der von Padirac (Lot), am Boden mit Schutt erfüllt, der einen hier stattgehabten Einsturz wahrscheinlich macht, von den übrigen 12 führen nur 4 in Höhlen, während 8 in schmale Gänge auslaufen [2]), was für Verwitterungsschlote charakteristisch ist. Gleiches gilt von der Doline bei Trebič unweit Triest. Von derselben setzt sich eine Felsfuge, die erst durch Sprengungen wegsam gemacht werden konnte, in die Tiefe, wo sie 243 m unter dem Boden der Doline sich am Dache einer Höhle, der Lindner Höhle öffnet. Man hat also auch hier Felsboden am Boden der Doline und kein Anzeichen stattgehabter oberflächlicher Einstürze; die Höhle, mit welcher die Doline in Verbindung tritt, hat ein Dach von 243 m Dicke [3]). Nach neuesten Untersuchungen wiederholen sich dieselben Verhältnisse bei der 212 m tiefen Doline Kačna Jama bei Divača [4]). Auch der Helln Pot, die größte Doline in Yorkshire, zeigt keinerlei Andeutungen eines stattgehabten Einsturzes. Er ist ein echtes Saugloch [5]).

Als Einstürze können jene Dolinen gelten, welche sich gerade über Höhlengängen befinden und unter welchen in der Höhle große Schuttmassen angetroffen werden, wenngleich immer noch die Erklärungsmöglichkeit bleibt, daß hier ein Saugloch vorliegt, dessen Wandungen starke Abbröckelung erfahren haben. Auf Einstürze ferner werden im allgemeinen jene Erdtrichter zurückzuführen sein, welche sich seit Menschengedenken ziemlich plötzlich bildeten, wobei natürlich zu berücksichtigen bleibt, daß ein Zusammensitzen der Ausfüllung einer bereits verschütteten Doline gleiche Oberflächenumgestaltungen erzeugt, findet doch beim Einbrechen des Gebirges über Hohlräumen zunächst eine grobe Ausfüllung und dann

---

[1]) Diese Ansicht teilt auch Martel, Les abîmes. 1894. p. 515.

[2]) Martel, C. R. CIX. 1889. p. 622. — Les Cévennes. 1890. p. 392.

[3]) Friedr. Müller, Führer in die Grotten und Höhlen von St. Canzian. Triest 1887. S. 55.

[4]) Friedr. Müller, Die Kačna Jama. Mitteil. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. 1889. S. 258. 1893. S. 98.

[5]) Boyd-Dawkins, Cave hunting. London 1875. p. 41.

ein allmähliches, manchmal auch ruckweise Zusammensitzen derselben statt [1]).

Daß bei derartigen Einstürzen sich oberflächlich nahezu kreisrunde Trichter bilden können, dürfte aber schon in Anbetracht des Umstandes, daß die Höhlen selbst stellenweise kuppelförmige Erweiterungen, Dome, aufweisen, nicht zu bezweifeln sein und wird auch durch analoge Erscheinungsformen der Pingen über alten Bergbauen erwiesen, worauf schon Boué aufmerksam machte. In der That sieht man über brennenden Steinkohlenflözen, z. B. unweit der Hohenlohehütte bei Kattowitz in Oberschlesien kreisrunde Einstürze. Immerhin aber ist zu beachten, daß durch fortwährendes Einstürzen der Höhlendächer weniger eine Dolinenlandschaft, als thalähnliche Oberflächenformen, cavernes à ciel ouvert (Desnoyers) entstehen werden.

Ueber Höhlen hat man es manchmal mit einer Thalbildung durch Einsturz zu thun, welche bereits mehrfach gewürdigt worden ist (Vallées d'effondrement, vergl. Bd. II. S. 87 u. 94). Schreiten diese Einstürze vom Ausgange der Höhle nach aufwärts regelmäßig fort, so entstehen Thäler mit ausgezeichnetem oberen Schlusse, welch letzterer eine mächtige Quelle birgt. Ein unterer Thalschluß entwickelt sich dort, wo der Einbruch des Höhlendaches vom oberen Eingange der Höhle aus nach abwärts hin geschieht. Ein blindes Thal entsteht dort, wo mitten über der Höhle streckenweise das Höhlendach zusammenstürzt, ein derartiges blindes Thal hat einen deutlich entwickelten oberen und unteren Schluß. Durch fortwährende Einbrüche nähern sich einzelne blinde Thalstrecken, bis sie nur noch durch schmale natürliche Brücken getrennt sind, wie eine solche sich zwischen den beiden Dolinen von St. Canzian erstreckt, und schließlich ist ein normales, gewöhnlich äußerst steilwandiges Thal gebildet. Boyd Dawkins ist mit Desnoyers geneigt viele Thäler der Kalkgebirge auf derartige Einstürze zurückzuführen und Martel betrachtet die großen Thäler der Cevennen, welche die einzelnen Causses voneinander trennen, als bloßgelegte Höhlen.

---

[1]) Jičinsky, Ueber Senkungen und Brüche an der Tagesoberfläche infolge des Abbaues von Kohlenflözen. Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen. 1876. S. 456.

Können so einerseits gewöhnliche Thäler durch das Zusammenschweißen einzelner blinder Thäler entstehen, so können andererseits auch blinde Thäler sich in Karstlandschaften aus gewöhnlichen Thälern entwickeln. Dies erfolgt dort, wo thalbildende Flüsse beim Einschneiden auf ein permeables Gestein stoßen, das sie aufschluckt. Sie vertiefen dann ihr Bett weiter, und zwar nur bis zum Saugloche hin, weiter unterhalb behält das verlassene Bett sein ursprüngliches Niveau bei; so dürfte das blinde Thal der Foiba bei Mitterburg (Pisino) auf Istrien entstanden sein, in dessen Fortsetzung sich ein langes Trockenthal bis zum Canale di Leme erstreckt. Im Laufe der Zeiten kann bei fortschreitender Denudation der ursprüngliche Flußlauf unterhalb des Schlundloches gänzlich zerstört werden und es bleibt dann lediglich das blinde Thal übrig, dessen Fluß in ein mächtiges Höhlenthor eintritt. Dies gilt z. B. von dem blinden Thale der Reka, welche östlich von Triest beim Uebertritt vom Gebiete impermeabler Flyschgesteine in das Bereich des oberen Kreidekalkes in den Grotten von St. Canzian verschwindet. Gleiches geschieht mit vielen kleinen Flüssen Istriens an derselben Gesteinsgrenze, so daß auch hier die in den Flysch eingeschnittenen Thäler blind am Kreidekalkstein enden.

Versiegt das Wasser auf mächtigen Kalkmassen, so fehlen hier mit den Flüssen die Thalbildner, und die Oberflächengestaltung des Landes kann durch die Krustenbewegung, nicht gestört durch Wasserwirkungen, umgeändert werden, worauf E. Tietze zuerst aufmerksam machte[1]. Sowohl durch Faltung als auch durch Verwerfungen und Verbiegungen können auf Karstgebieten Wannen entstehen. So knüpfen sich z. B. an die Schichtmulden des schweizer Jura zahlreiche Wannen, Comben genannt, deren Entwässerung unterirdisch erfolgt, während ja sonst in regenreichen, nicht vergletschert gewesenen Gebieten Schichtmulden nie mit Wannen verbunden sind. Etwa

---

[1]) Zur Geologie der Karsterscheinungen. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien. XXX. 1880. S. 729 (739).

ein Viertel der Oberfläche des Departement Doubs entfällt auf leere Karstwannen[1]). Manche andere flache Wannen mögen endlich abgeriegelte oder verbogene Abdachungen sein. Neben diesen durch tektonische Prozesse angelegten Trögen der Kalkgebiete gibt es natürlich auch anderweitige flache Wannen, die im wesentlichen als Denudationserscheinungen anzusehen sind, wie z. B. die „inneren Thäler“ von Jamaica, welche sich in der Regel auf Antiklinalen befinden und in welchen die Unterlage des dort herrschenden weißen Kalkes bloßgelegt ist.

Die zahlreichen Poljen der adriatischen Karstländer folgen dem Schichtstreichen, sind daher tektonische Erscheinungen. Dabei aber gehören viele von ihnen, wie Cvijić[2]) zeigte, zu den ausgearbeiteten Formen, und man kann sich ihre Entstehung ähnlich vorstellen, wie die der ausgearbeiteten tektonischen Thäler, nur daß die Ausräumung nicht oberirdisch durch Flüsse, sondern unterirdisch durch Quellstränge erfolgte. In manchen Fällen mögen auch grabenähnliche Einsenkungen in einer bereits denudierten Landoberfläche vorliegen.

Die Wannenbildung durch atmosphärisches Wasser im Bereiche von Karstgebieten unterliegt einer bestimmten Begrenzung. Das eingesogene Regenwasser und das aufgeschluckte Flußwasser können nur bis zum allgemeinen Grundwasserspiegel der Gegend vordringen und nur bis zu diesem können sie Dolinen und Höhlen ausnagen. Im gleichen Niveau hört auch das Einschneiden blinder Thäler auf. Hieraus erhellt, daß das Maß der Entwickelung des Karstphänomens nicht bloß von der mehr oder minder großen Löslichkeit des Kalkes, sondern auch von der Lage des Grundwasserspiegels abhängig ist. Je tiefer unter Tage sich derselbe befindet, desto tiefer werden die Wannen sein. Eine besonders tiefe Lage des Grundwasserspiegels setzt aber eine ganz bedeutende Mächtigkeit des permeablen Gesteines voraus, und das letztere muß zugleich so gelagert sein, daß die in ihm sich sammelnden Grundwasser leicht abfließen können, was

---

[1]) Parandier, Note sur l'existence des bassins fermés dans les monts Jura. Bull. Soc. géolog. Paris. (3). XI. 1882/83. p. 441.

[2]) Das Karstphänomen. Geogr. Abh. Wien. V. 3. 1893. S. 311.

dann möglich ist, wenn das Gestein ringsum abfällt oder abbricht. Isolierte hohe Lage und große Mächtigkeit des Kalkes sind die eigentlichen begünstigenden Momente für die Entwickelung typischer Karstlandschaften und dieselben sind am großartigsten in Gebirgen, weswegen man von ganzen Karstgebirgen sprechen kann, wie solche auf der Balkanhalbinsel auftreten.

Die Kämme der Karstgebirge verlaufen nicht zwischen Thälern, sondern zwischen Dolinen, die in den höchsten Gebirgspartieen aus den unten darzulegenden Gründen die größte Tiefe besitzen und sie erscheinen im Grundrisse wie ein Netzwerk. Die österreichisch-ungarische Spezialkarte (Zone 28 Col. XII. XIII) gibt von diesem charakteristischen Kammverlaufe des Velebitgebirges eine treffliche Darstellung; ähnliche Phänomene beobachtete Kurt Hassert[1]) in den Hochgebirgen von Montenegro und Graf Saint-Saud[2]) in der Gruppe der Peñas de Europa. Die Kammdolinen der Karstgebirge sind vielfach rings umschlossen, nicht selten aber zeigen sie auch Lücken in der Umwallung nach den Gehängen des Gebirges hin, die sie wie karähnliche Bildungen unterbrechen. Die Thäler der Karstgebirge zeichnen sich in der Regel durch imposante Thalschlüsse aus.

In jedem einzelnen Kalkstock liegt der Grundwasserspiegel in der Mitte am höchsten, an den Rändern am tiefsten. Man wird daher in der Mitte des Blockes weniger tiefe Dolinen zu erwarten haben, als an dessen Rändern. Thatsächlich trifft dies zu. Die größten Dolinen des kroatischen Karstes treten nicht auf dessen Höhe, sondern auf dessen Rande an der Adria auf, wo die Karlstadt-Fiumaner Eisenbahn unweit Buccari sich zwischen riesigen, 160 m tiefen Kesseln förmlich durchwindet[3]). An jedwelchem Steilabfalle werden aus gleicher Ursache tiefe Dolinen angetroffen, so z. B. in der Nachbarschaft von tiefen Thälern. Tiefe Schlünde finden sich in der Umgebung der Stelle, wo die Reka östlich Triest ihren unterirdischen Lauf beginnt. In Iowa

---

[1]) Der Durmitor. Zeitschr. des Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. 1892. S. 124.

[2]) Nach freundlichen mündlichen Mitteilungen.

[3]) Vergl. das Kärtchen bei Cvijić, Das Karstphänomen. Geogr. Abh. Wien. V. 3. 1893. S. 261.

begleiten nach White die Sinkholes stets die Flußthäler[1]). Andererseits setzen die Erdtrichter dort aus, wo das Grundwasserniveau in sehr geringer Tiefe liegt, also in den Quellregionen. Zahlreiche Erdtrichter, Erdfälle genannt, zeichnen z. B. das höhlenarme Kreidegebirge Westfalens aus. Mit der Annäherung an die Linie, auf welcher die mächtigen süßen Quellen der dortigen Gegend vorkommen, vermindern sich die Erdfälle und schwinden jenseits derselben gänzlich[2]).

e) Die Karstseen.

Die verschiedenen Arten von Karstwannen, die Trichter, Schlote, blinden Thäler und Poljen können auf verschiedenem Wege in Seebecken verwandelt werden. Tektonische Vorgänge können einzelne Teile der Landoberfläche, z. B. irgend ein Polje, unter das allgemeine Grundwasserniveau senken, so dass es eine dauernde Wassererfüllung erhält; es können ganze Karstlandschaften ertrinken, wenn sie eine Senkung gegenüber dem angrenzenden Meeresniveau erfahren, so daß sich ihre Wannen mit Rückstauwasser erfüllen. Vor allem aber spielt die örtliche Verstopfung der unterirdischen Abflußkanäle bei der Umwandlung der leeren Karstwannen in wassererfüllte eine wichtige Rolle. Lehmige Zusammenschwemmungen machen den Boden von Dolinen manchmal impermeabel und es entstehen dann in ihnen kleine Wasseransammlungen, im Karste Lokva oder Kal genannt. In Tennessee und Kentucky sammelten sich Teiche in Sinkholes, indem Schweine den Boden fest eintraten und dadurch die Schlundlöcher verstopften[3]). Breiten sich Vergletscherungen über verkarstete Gebiete, so verkleben sie mit ihren Moränen die Abzugskanäle.

Man trifft daher namentlich in vergletschert gewesenen Kalkgebirgen gelegentlich auf Dolinenseen. Hierher

---

[1]) Report on the Geological Survey of Iowa. 1870. I. p. 78.

[2]) G. Bischof, Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. I. 1847. S. 25.

[3]) Safford, Geology of Tennessee. 1869. p. 84.

gehören die verschiedenen kleinen, oft tiefen Seen auf den Kalkplateaus der nördlichen Kalkalpen, der Funtensee auf dem Steinernen Meere, der 77 m tiefe [1]) Lahngangsee auf dem Toten Gebirge, der 102 m tiefe Lünersee im Rhätikon [2]), der 30 m tiefe Blegisee [3]) in den Glarner Alpen, vor allem der häufig genannte Daubensee [4]) auf der Gemmi. Mutmaßlich ist hier auch der in einem großen Kare 1736 m hoch gelegene, 0,57 qkm messende. 99 m tiefe Lac de la Girotte [5]) (SW der Mont-Blanc-Gruppe) einzuordnen, streichen doch an seinen Gehängen Rauchwacken der Trias aus, die meist mit Gips verbunden sind, und enthält sein Wasser dementsprechend viel Schwefelwasserstoff. Hierher gehören im Jura der 28 m tiefe See von Remaray, sowie der 17 m tiefe Lac Genin; in den karnischen Alpen nach Fritz Frech [6]) auch der Wolayersee. Ertrunkene Dolinen endlich gibt es mehrfach an der adriatischen Küste, so jene von Duino am Golfe von Triest [7]); sie sind häufig in Yucatan, wo sie Cenotes heißen [8]).

Temporäre Wasseransammlungen entstehen namentlich in blinden Thälern und Kesselthälern, wenn die unterirdischen Kanäle das oberflächlich zusammenfließende Wasser nicht abzuführen vermögen, was nach heftigen Regengüssen, nach der Schneeschmelze oder dann erfolgt, wenn die Abzugskanäle verstopft werden.

---

1) Nach J. Müllner. Vergl. den demnächst erscheinenden Atlas der österreichischen Alpenseen von Penck und Richter. Lief. I. Wien 1894.

2) Löwl, Der Lüner See. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins 1888. S. 25.

3) A. Heim, Klönsee und Blegisee. Jahrb. schweiz. Alpenklub. XIX. 1883/1884. S. 567.

4) Baltzer, Die Hochseen der Schweizer Alpen. Humboldt 1883. S. 93.

5) Delebecque, Sur les lacs des Sept-Laux et de la Girotte (Savoie). C. R. CXVI. 1893.

6) Die Gebirgsformen im südwestlichen Kärnten und ihre Entstehung. Z. G. f. E. Berlin. XXVII. 1892. S. 349 (371).

7) Schmidl, Zur Höhlenkunde des Karstes. Wien 1854. S. 189.

8) A. Schott, Die Küstenbildung des nördlichen Yucatan. P. M. 1866. S. 127.

So sind seit etwa 1880 mehrere blinde Thäler Istriens in Versumpfung begriffen, was Gialussi[1]) auf Verstopfung der Höhlengänge zurückführt, möglicherweise sind aber auch die regenreichen Jahre 1876—1880 hierfür verantwortlich. Den 4 m tiefen Čepičsee bei Fianona in Istrien erklärt Gialussi für ein in einen See verwandeltes blindes Thal. Ein eigentümliches Beispiel eines in Seen verwandelten Karstthales liefern die Plitvicer Seen in Kroatien, welche durch Kalktuffdämme aufgestaut werden. Möglicherweise verhält es sich ähnlich mit dem 31,5 m tiefen Lac des Brenets im französischen Jura. Die übrigen Thalseen dieses Gebirges, der 43 m tiefe See von Nantua und der 22 m tiefe See von Sylans, welche in Querthälern liegen, sowie der 40 m tiefe Längsthalsee von St. Pont fallen bereits in das Bereich der alten Gletscher[2]).

Die Poljen im illyrischen Karste füllen sich alljährlich im Frühjahre mit Wasser und stellen dann sehr bedeutende Wasserflächen dar, welche A. Philippson[3]) Katavothrenseen nannte. Im Laufe des Sommers schwindet das Wasser meist unter Zurücklassung einer sumpfigen Fläche, eines Blato; mancherorts, wie z. B. am Zirknitzer See und in der Wanne von Planina, bemächtigt sich dann der Ackerbau der ehemaligen Seebodenfläche; dasselbe geschicht mit dem größten Teile des Bodens des Kopaissees. Man hat es in solchen Fällen, wie bereits Prestwich[4]) bemerkte, mit zwei Wasserschichten zu thun, einer oberflächlichen und unterirdischen, welche beide mittels enger Kanäle verbunden sind. Werden die Abzugskanäle dauernd verstopft, so entstehen auch in den größeren Karstwannen dauernde, meist blinde Seen mit unregelmäßig schwankendem Spiegel.

Zum Typus der Poljenseen dürften alle größeren Seen Albaniens und Makedoniens, wie der Ochridasee, Presbasee, der Maliksee, der See von Joannina, der von Kastoria und Ostrovo gehören, welche durchweg im Bereiche oder in der Nachbarschaft von Karstgebieten gelegen sind und gleich dem nunmehr trocken gelegten

---

[1]) Beispiel partieller Umänderung der Oberfläche eines kleinen Landgebietes. P. M. 1882. S. 453.

[2]) Tiefen nach Delebecque, Atlas des lacs français, sowie L'étude des lacs dans les Alpes et le Jura français. Revue générale des Sciences. 1892. p. 233.

[3]) Der Peloponnes. Berlin 1892. S. 490.

[4]) Sand- and Gravel-Pipes. Quart. Journ. Geolog. Soc. XI. 1855. p. 62 (75).

ehemals höchstens 3 m tiefen See von Kopais[1]) und dem Pheneos in Griechenland verstopfte Poljenwannen sind. Als versunkene Poljenwannen können im adriatischen Karstgebiete der 350 qkm große, nur 7—10 m tiefe[2]), teilweise durch die Drinauschwemmungen aufgestaute Scutarisee, sowie der 3,3 m tiefe Vranasee bei Zara und der 37 m tiefe Vranasee[3]) auf Cherso gelten, deren beider Boden unter das Meeresniveau reicht, während jener des Scutarisees nur um 3 m über letzterem gelegen ist. Zu den ertrunkenen Poljen gehören wohl auch die meisten der großen irischen Seen. Einer von ihnen, Lough Mask, ist ein Blindsee und Lough Corrib ist es zeitweilig. Am Boden beider, sowie des Lough Derg finden sich schlundlochähnliche Vertiefungen, welche bis unter den Meeresspiegel reichen[4]). Ertrunkene flache, poljenähnliche Karstwannen scheinen die Becken der Seenregion von Florida zu sein, welche sich in geringer, 10—20 m betragender Meereshöhe auf Kalkstein befinden[5]). Auf der Apenninhalbinsel liegen der 117 qkm messende, nur 8 m tiefe Trasimenosee ebenso wie der nunmehr künstlich trocken gelegte einst 160 qkm deckende und 23 m tiefe Fucinosee[6]) in dem Bereich permeabler Kalke. Auch der See Yojoa oder Taulebé in Honduras, dem Squier[7]) eine mittlere Tiefe von nur 5,5 bis 7 m zuschreibt, dürfte zu den Karstwannen zu rechnen sein. In Mitteldeutschland ist der Typus der Poljenseen in den Mansfelder Seen vertreten. Dieselben erstrecken sich über leicht lösliche Gesteine, nämlich Gips und Steinsalze, ihre Sauglöcher waren verstopft und markierten sich lediglich als tiefe Stellen des Seegrundes. Neuerlich öffneten sie sich jedoch von neuem und ermöglichen nunmehr eine künstliche Trockenlegung der Seen[8]).

Die einzelnen für das Karstphänomen bezeichnenden Hohlformen wiederholen sich bemerkenswerter auch auf rezenten Korallenriffen, wo sie primäre Gebilde sind. (Vergl. Korallenriffe.)

---

1) A. Philippson, Der Kopais-See. Z. G. f. E. XXIX. 1894. S. 1.

2) K. Hassert, Der Scutarisee. Globus. 1892. LXII. S. 1.

3) Lorenz, Der Vranasee auf Cherso. P. M. 1859. S. 510; 1860. S. 154.

4) Kinahan, Valleys. p. 151—161. — On the Formation of the Rock Basin of Lough Corrib. Geolog. Mag. III. 1866. p. 489. — The Water Basin of Lough Derg, Ireland. Ebenda. 1873. p. 486.

5) Vergl. hierzu: Shaler, The Topography of Florida. Bull. Mus. Comp. Zoology. Cambridge. Mass. XVI. 7. 1890. p. 139 (151).

6) Kramer, Der Fuciner See. Berlin 1836. Poggendorffs Ann. Erg.-Bd. I. 1842. S. 378.

7) Der See Yojoa oder Taulebé in Honduras. P. M. 1859. S. 169.

8) Vergl. W. Ule, Die Mansfelder Seen und die Vorgänge an denselben im Jahre 1893. Eisleben 1893.

Die gesamte Westseite der Balkanhalbinsel umfassend, bildete die Karstlandschaft einen Teil des Schauplatzes antiken Lebens und zahlreiche allgemeine geographische Anschauungen des Altertumes wurzeln in den Eigentümlichkeiten gerade dieser Landschaftsform[1]). Dies gilt namentlich von den Ansichten über das Verschwinden und den unterirdischen Zusammenhang der Flüsse, welche Vorstellungen, wie Kretschmer[2]) zeigte, durch das ganze Mittelalter herrschen blieben, und auch noch im Lehrgebäude von Athan. Kircher wiederkehren.. Bei der erneuten Durchforschung Griechenlands wurde die Karstlandschaft in der Vielfältigkeit ihrer Erscheinungen wieder bekannt[3]). Später studierte man sie in den illyrischen Küstenländern, als diese von österreichischen Geologen durchforscht wurden, von denen namentlich E. Tietze[4]) und E. v. Mojsisovics[5]) dem Phänomene Aufmerksamkeit schenkten. Da sich aber in beiden Gebieten die Karstlandschaft mit sehr verwickeltem Gebirgsbau verknüpft, so erwuchs hier die Vorstellung von einer genetischen Beziehung zwischen Schichtstörungen und Oberflächengestalt, während man in England und Amerika, wo das Karstphänomen sich an wenig gestörte Schichtlagerung knüpft, dasselbe ausschließlich auf die Thätigkeit der Gewässer zurückführen lernte. Eine Darstellung der Karstlandschaften Griechenlands gab J. Partsch[6]), eine kurze systematische der Karstbildungen M. Neumayr[7]). Im wesentlichen auf den Forschungen österreichischer Höhlenforscher beruht die Schilderung der Karstlandschaft von S. Günther[8]). In umfassender Weise unter Verwertung der reichen Litteratur behandelte J. Cvijić[9]) den Gesamtkreis der hierher gehörigen Erscheinungen nach Niederschrift der vorstehenden Darlegungen (1891).

---

[1]) Neumann-Partsch, Physikalische Geographie von Griechenland. Breslau 1885. S. 255.

[2]) Die physische Erdkunde im christlichen Mittelalter. Geogr. Abhdgn. Wien. IV. 1. 1889. S. 82.

[3]) Boblaye, Expédition scientifique de Morée. Géologie. Paris 1832. p. 308.

[4]) Geologische Darstellung der Gegend zwischen Carlstadt in Kroatien und dem nördlichen Teile des Kanals der Morlakka. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien. XXIII. 1873. S. 27. — Zur Geologie der Karsterscheinungen. Ebenda. XXX. 1880. S. 729.

[5]) Zur Geologie der Karsterscheinungen. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. XI. 1880. S. 111.

[6]) Neumann-Partsch, Physikalische Geographie von Griechenland. Breslau 1885. S. 241.

[7]) Erdgeschichte. I. Leipzig 1886. S. 453.

[8]) Lehrbuch der physikalischen Geographie. Stuttgart 1891. S. 472.

[9]) Das Karstphänomen. Geogr. Abhandlgn. V. 3. Wien 1893.

5. Die Wannen der Anschwemmungsgebiete. (Die Seen der Ebenen.)

In der Regel wegen ihrer tiefen Lage und der Nachbarschaft der Flüsse mit Wasser erfüllt, stellen sich die Wannen der Anschwemmungsgebiete häufig als ziemlich ausgedehnte Stromseen[1]) dar, welche vielfach als Speicher der Hochwässer eine bedeutende Rolle im Haushalte der Ströme spielen. Dabei sind sie stets nur sehr wenig tief. ihre Böschungen sind so flach, daß sie, falls der See trocken liegt, unmerklich werden. In der That gehört die Mehrzahl der größeren in Betracht kommenden Seen dem Typus der Hohlebenen an. Neben diesen Hohlebenen und den ihnen nahe stehenden Flachtrögen kommen ziemlich selten kleine Kessel und abgeschlossene Rinnen vor. Dabei ist die Umgebung dieser Wannen meist eben und es müssen die letzteren als die für die Ebenen charakteristischen geschlossenen Hohlformen gelten.

Bei der Entstehung der Wannen in den Anschwemmungsgebieten spielt die anschwemmende Thätigkeit der Flüsse eine ganz besondere Rolle. Indem dieselbe ungleichförmig geschieht, umwallt sie manche Gebiete oder dämmt andere ab, so daß Umwallungs- und Abdämmungswannen entstehen, die durch zahlreiche Uebergänge miteinander verbunden sind. Andere Wannen werden dadurch gebildet, daß die Flüsse in ihren Ebenen ihr Bett häufig verlegen, und knüpfen sich an verlassene Flußbetten, die durch Anschwemmungen vom neuen Bette getrennt sind. Diese verlassenen Flußbetten sind reich an Wasserkolken, die als Seen entgegentreten, wie z. B. im verlassenen Lauf des Hoangho[2]). Hier sind ferner zu nennen: die hakenförmig gebogenen toten Flußarme oder Altwasser,

---

[1]) Fluviatile Seen oder Alluvialseen von Charles A. White, Report on the Geological Survey of the State of Iowa. Des Moines 1870. I. p. 70.

[2]) Ney Elias, Notes of a Journey to the New Course of the Yellow River. J. R. G. S. XL. 1870. p. 1.

die Stromlagunen [1]) oder Ox-bows, entstanden durch die erodierende und akkumulierende Thätigkeit des Gewässers. Endlich vermag der Strom gerade in seinen eigenen Alluvionen sehr leicht bei Hochwassern tiefe Kolke auszufurchen. Derartige tote Arme und dann und wann auftretende Kolke gehören zu den charakteristischen Merkmalen aller größeren Stromebenen.

In Europa zeichnen sie vor allem die Theißebene aus, welche namentlich oberhalb Szolnok voller toter Arme ist, die sich als kleine Binnenseen darstellen. Aehnliches wiederholt sich am Syr-Darja [2]). Reich an toten Armen ist ferner das Bereich der Mississippi-Alluvionen. Es seien der Hornsee unterhalb Memphis, der Moonsee unweit Delta, zahlreiche halbmondförmig gekrümmte Seen zwischen Vicksburg und Natchez erwähnt. Mehrfach tragen diese toten Arme in bezeichnendem Hinweis auf ihre Entstehung den Namen fausse rivière. Tiefe Kolke, welche Hochwasser bei Deichbrüchen einrissen, führen hier den Namen Crevasse. Humphreys und Abbot [3]) geben eine Zusammenstellung der 1850 und 1858 entstandenen Crevasses. Darunter finden sich die Bell Crevasse mit 7,5 qkm und 15 m größter Tiefe und die La Branche Crevasse mit 3,4 qkm Fläche und 7 m größter Tiefe unter dem angrenzenden Lande, deren Volumina sich auf 34,4 bezw. 5,1 Millionen Kubikmeter belaufen.

Große, Hohlebenen ähnliche Wannen der Anschwemmungsgebiete liegen an der Vereinigung oder der Gabelung zweier Flüsse zwischen den sich vereinigenden oder auseinandergehenden Gerinnen. Sie dürften im allgemeinen als Anschwemmungswannen gelten, dadurch entstanden, daß die beiden sich vereinigenden Flüsse oder die sich trennenden Arme das Bett aufschütteten und so das zwischen ihnen gelegene Land umwallten. An dieser Stelle muß die seichte Wanne des Kopácsisees im Winkel zwischen Drau und Donau, unweit Esseg, erwähnt werden, welche sich bei Hochwasser

---

[1]) W. M. Davis, On the Classification of Lake Basins. Proc. Boston Soc. Nat. Hist. XXI. 1882. p. 369. — v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. 1886. S. 266.

[2]) Butakoff, Notiz über den oberen Lauf des Syr-Darja. Z. G. f. E. I. 1866. S. 114 (120).

[3]) Report on the physics and hydraulics of the Mississippi River. Philadelphia 1861. p. 335.

der Donau in einen großen See verwandelt und bei Niederwasser als eine weite Sumpffläche, durchsetzt von zahlreichen Tümpeln, entgegentritt. Eine entsprechende Lage besitzen zwischen Donau und Pruth der Brateșusee, ferner die flachen Seen des St. Francis Bottom zwischen dem Mississippi und St. Francisflusse, westlich von Cairo und Memphis. Dieselben liegen tiefer als die eben genannten Flüsse und nehmen deren Hochwasser auf, so daß sie dann eine Wasserfläche von 16300 qkm darstellen [1]), während sie bei Niederwasser in einzelne Seen zerfallen, wie z. B. den langen St. Johnssee, den Permiscosee u. a. m.

Die Bildung der von diesen Wannen eingenommenen Einsenkung ist durch Erdbeben befördert, wenigstens sanken gelegentlich des Erdbebens von Neu-Madrid 1811 hier mehrere Partieen Landes ein [2]), Versenkungswannen bildend.

Häufig sind derartige große Wannen in den Deltaregionen, wo sich zwischen den einzelnen Mündungsarmen oft Seen finden, wie z. B. der Grand Lake, der Washa Lake, der Lake Pontchartain, der Lake Maurepas etc. im Mississippidelta, wie die breiten Wasserflächen der Ilmen im Wolgadelta, wie namentlich die zahlreichen flachen Wannen im Mündungsbereiche des Jangtsekiang, unter welchen der Große See [3]) (Tai-hu ca. 2400 qkm) besondere Erwähnung verdient; die Deltawannen sind teilweise vielleicht Abschnürungswannen und es wird auf sie, ebenso wie auf die übrigen im Bereiche litoraler Anschwemmungen gelegenen Wannen gelegentlich der Betrachtung der Küsten zurückgekommen werden.

Zahlreiche Wannen der Ebenen liegen unweit der Mündung eines Nebenflusses in den Hauptfluß. Sie dürften im großen und ganzen als Flußdammwannen zu deuten sein, insofern als sie wohl als durch den Hauptfluß be-

---

[1]) Ebenda. p. 48—58.

[2]) Lyell, Principles of Geology. II. 12. Aufl. p. 453.

[3]) Biernatzki, Z. f. a. E. V. 1858. S. 473. — Hirth, Deutsche geogr. Blätter. VII. 1884. S. 275. Hirth gibt das Areal zu 12000 ha an — offenbar viel zu klein — indem er irrtümlich ein Keng statt zu 6,7 ha nur zu 0,25 ha annahm.

dingte Aufstauungen zu betrachten sind. In Europa finden sich derartige Seen namentlich an der unteren Donau in der Walachei; so z. B. der Lacu Suhaja an der Einmündung der Calmaţui unterhalb Nikopili, der Kahul- und Jalpuchsee unweit des Delta, welch letztere Seen Küstenlimanen entsprechen. Während der Mississippi im allgemeinen nicht von solchen Seen begleitet ist, staut der Red River fast seine sämtlichen Nebenflüsse auf und ist daher beiderseits von solchen Flußdammwannen begleitet, unter denen der Ferry Lake, der Lake Bodcau, der 5—6 m tiefe Lake Bistineau, der Black Lake und Spanish Lake zu nennen sind [1]). Der Amazonas ist von ebensolchen Seen begleitet, es sei nur der von Barboza Rodriguez beschriebene Lago de Faro am Yamundà erwähnt [2]). Der 4800 qkm deckende Tung-ting-hu und der Pojang-hu am Jangtsekiang sind hier einzuordnen, dasselbe gilt wahrscheinlich auch vom Leopoldsee am Kongo. Andere Seen endlich sind Nischen, welche von der Zuschüttung seitens des benachbarten Flusses verschont blieben. Zu dieser Art der Flußdammseen gehört der seichte Große See, Tonlé-Sap, mit etwa 300 qkm Areal im Mündungsbereiche des Mekong [3]).

Neben den erwähnten, im wesentlichen durch die Thätigkeit der Flüsse geschaffenen Wannen kommen in den Anschwemmungsgebieten auch noch da und dort kreisrunde Oeffnungen vor, aus welchen sich infolge von Erdbeben Schlammmassen ergossen haben. Derartige Schlammkraterwannen zeichneten manche Ebenen Calabriens nach dem großen Erdbeben von 1783 aus [4]), sie kehren auch im gesunkenen Lande am Mississippi wieder [5]), ebenso in den Ebenen um Charleston nach dem Erdbeben von 1886 [6]), überall begleitet von kleinen

[1]) Lyell, Principles. 12. Aufl. I. p. 451.
[2]) Untersuchung einiger Nebenflüsse des Amazonas. Z. G. f. E. 1882. XVIII. S. 388 (397).
[3]) De Lannessan, L'Indo-Chine française. Paris 1889.
[4]) Lyell, Principles. 12. Aufl. II. p. 127.
[5]) Ebenda. I. p. 453.
[6]) Clar. Dutton, The Charleston Earthquake. IXth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1887/88. p. 209.

Spalten, die sich auf oberflächliche Zerreißungen des Bodens zurückführen.

Wie schon erwähnt, sind alle diese Anschwemmungsseen und Flußdammwannen seicht. Ihr Wasserinhalt schwankt mit dem des benachbarten Stromes, sie nehmen meistens dessen Hochwasser auf, das in sie hineinströmt, und entleeren sich in denselben zu Zeiten des Niederwassers. Dies zeigt namentlich deutlich der eben erwähnte Tonlé-Sap, der durch den Fluß Bras du Lac während des Hochwassers vom Mekong gespeist wird, während er durch ebendenselben Fluß bei Niederwasser nach dem Mekong entwässert wird. Gleiches gilt von den Wannen am Red River. v. Richthofen nennt dementsprechend diese Wannen Hochflutseebecken[1]). Das Areal der verschiedenen im Anschwemmungsgebiete gelegenen Seen wechselt daher sehr erheblich mit den Jahreszeiten. Wo vielleicht im Frühjahre sich an der mittleren oder unteren Donau ein See erstreckte, befindet sich im Herbste eine nahezu trockene Fläche, ein Sumpf, und Sümpfe stellen eine besondere, sehr häufige Erscheinungsform der Wannen in Anschwemmungsgebieten dar. Durch diese Eigentümlichkeiten aber ermöglichen die verschiedenen großen Anschwemmungs- und Flußdammseen vielfach die Gewinnung des von ihnen bedeckten meist äußerst fruchtbaren Landes. In Kulturgebieten ist ihre Ausdehnung gewöhnlich eingeengt und durch Anlage künstlicher Kanäle ist der ursprüngliche Wannencharakter zerstört. Ueberdies suchen die Ströme selbst die innerhalb ihres Anschwemmungsgebietes entstandenen Wannen auszufüllen, zahlreiche tote Arme und Kolke sind in historischen Zeiten verschwunden und selbst die großen Anschwemmungs- und Flußdammseen sind rasch vorübergehende Erscheinungen, entstanden während einer allgemeinen Aufschüttung des Landes durch die Ströme.

Eine weitere Gruppe von Wannen zeichnet namentlich die Wellungsebenen aus; dieselben sind zum Teil durch organische Kräfte gebildet. Hierher gehören vor allem

---

[1]) Führer für Forschungsreisende. 1886. S. 265.

die Moorseen, welchen Shaler[1]) auch den im Dismal swamp gelegenen, etwa 12 qkm messenden, kaum 2 m tiefen Drummondsee zuzählt. Hierher dürften auch das Steinhuder „Meer“ und der 22 qkm große, 2—5 m tiefe Dümmersee im nordwestdeutschen Flachlande gehören. Zahlreiche Loughauns (Moorseen) finden sich im westlichen Irland[2]). Das in den Everglades zusammengeschwemmte organische Material endlich sperrt nach Shaler den Okeechobeesee in Florida[3]) ab. Die Seen der Ebenen in Steppengebieten sind bereits S. 253 gewürdigt.

6. Die Wannen und Seen der Vulkangebiete.

Die außerordentlich heftigen Bewegungen von Materialien des Erdinnern und der Erdkruste, welche in vulkanischen Gebieten stattfinden, begünstigen die Bildung von Wannen. Man trifft solche einerseits am Orte der Eruption oder Explosion selbst an, dies sind die Kraterwannen, gewöhnlich rundliche Kessel von ganz erheblicher Tiefe, andererseits findet man Wannen in der Nachbarschaft der Vulkane, wo sie in der Regel Abdämmungs- oder Umwallungswannen von unregelmäßigem Umriß und relativ geringer Tiefe darstellen. Die an vulkanische Thätigkeit sich knüpfende Entwickelung von Thermen ferner bedingt das Auftreten von Sinterwannen. Endlich haben heftige Erderschütterungen die Bildung echter Spaltwannen zur Folge.

Die in den Krateren gelegenen Wannen sind teilweise bedingt durch die ringsum erfolgte Aufschüttung des Vulkankegels, teilweise aber erstrecken sie sich entschieden bis in den Eruptionsschlund herab. Dies gilt gewiß von dem Krater Lake in Oregon, welcher nach Dutton bei einem Areale von 55 qkm und bei einer maximalen Tiefe von 608 m sich durchschnittlich 460 m tief

---

[1]) General Account of the Fresh-Water Morasses etc. Xth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1888/89. Part. I. p. 261—315.

[2]) Kinahan, Valleys. p. 108.

[3]) The Topography of Florida. Bull. Mus. Comp. Zoology. XVI. p. 139.

herabsenkt[1]). Auch die Wanne des 51 m tiefen Laachersees ist nur teilweise bedingt durch angehäufte vulkanische Auswürflinge, größtenteils stellt sie die durch Explosionen geschaffene Oeffnung des Eruptionsschlotes dar[2]). Ist die Umwallung durch aufgeschüttete vulkanische Materialien nur sehr unbedeutend, so markiert sich dann die Oeffnung des Eruptionsschlotes in ausgezeichneter Weise durch ihre nicht vulkanischen Wandungen; man pflegt derartige vornehmlich als Ausgänge von Eruptionsschloten auftretende Wannen nach typischen Vorkommnissen in der Eifel Maare zu nennen. Eingesenkt in das dortige Unterdevon, aber zugleich im Bereiche vulkanischer Tuffanhäufungen gelegen sind dort folgende Maare[3]):

Schalkenmehrener Maar	0,21 qkm groß	420 m hoch	22 m tief
Gemündener Maar . .	0,07 „ „	407 „ „	39 „ „
Weinfelder Maar . . .	0,16 „ „	484 „ „	53 „ „

In der Auvergne liegen folgen Maare[4]):

	groß	hoch	tief	Mittlere Tiefe
Lac d'Issarlès	0,91 qkm	997 m	109 m	65 m
Lac du Bouchet	0,43 „	1208 „	27 „	16 „
Lac Pavin	0,44 „	1197 „	92 „	52 „
Lac de la Godivelle d'en Haut	0,15 „	1225 „	44 „	18 „
Lac de Tazanat	0,35 „	650 „	67 „	41 „
Lac de Chauvet	0,53 „	1166 „	63 „	33 „

In Vorderindien stellt möglicherweise der Lonarsee[5]) eine Wanne vom Typus der Maare dar, welch letzterer,

---

[1]) The Nature. XXXV. 1886/87. p. 353. — VIIIth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1886/87. Part. I. p. 156.

[2]) Tiefen nach den Messungen der Bauinspektion Trier, Höhen und Areale nach den preuß. Meßtischblättern. Vergl. Schulte, Geologische und petrographische Untersuchungen der Umgebung der Dauner Maare. Verh. d. natur. Ver. d. Rheinlande. XLVIII. Bonn 1891. S. 174.

[3]) v. Dechen, Geognostischer Führer zu der Vulkanreihe der Vordereifel. 2. Aufl. Bonn 1886. S. 46 u. 61.

[4]) Delebecque, Atlas des Lacs français. Taf. 10. — Lecoq, Les époques géologiques de l'Auvergne. IV. 1867. p. 266.

[5]) Medlicott and Blanford, Geology of India. I. p. 379.

wie ersichtlich, durch zahlreiche Uebergänge mit dem der echten Kraterseen verbunden ist. Neben diesen meist kleineren Maaren kommen auch Explosionskraterwannen vor, welche in vulkanischen Aufschüttungen durch gewaltige Explosionen geschaffen wurden. Hierher gehören

In Mittelitalien:

	groß	hoch	tief
Der Vulsinio oder Lago di Bolsino[1]	116,6 qkm	305 m	140 m (?)
Der Lago di Bracciano[1] . . .	56,7 „	164 „	292 „ (?)

Auf Sumatra:

Der See von Maniendjoe[2] . . .	99,6 qkm	459 m	157 m
Der See von Singkarah[2] . . .	112,1 „	362 „	268 „

Viele Kraterwannen sind vermöge ihrer isolierten hohen Lage und der porösen Beschaffenheit ihrer Wandungen leer, wie z. B. die riesige von Junghuhn[3]) beschriebene Explosionswanne des Gunung Těnggěr auf Java, und wenn sie Seen bergen, so entbehren diese häufig oberirdischer Zu- und Abflüsse, sind also Blindseen, wie z. B. das Gmünder-, das Weinfelder- und das Pulvermaar und der Laachersee, wie die Seen von Albano und Nemi im Albanergebirge. Der durch das allgemeine Grundwasserniveau der Gegend bestimmte Seespiegel liegt dann gewöhnlich weit tiefer als der niedrigste Punkt der Umwallung und die Gesamttiefe der Wanne übertrifft ganz namhaft die Tiefe des Sees. Das Wasser der Kraterseen ist meteorischen Ursprungs, daher gewöhnlich süß, aber in Kratern, welche sich noch im Solfatarenzustande befinden, enthält es nicht selten Säuren. Von 18 Kraterseen auf Java enthalten nach Junghuhn 11 saures Wasser, 7 hingegen süßes. Diese letzteren liegen auf gänzlich ausgebrannten Vulkanen[4]).

Die vulkanischen Abdämmungswannen danken ihren Ursprung gewöhnlich Lava- oder Schuttströmen, die

[1]) Areal und Höhe nach Annuario statistico italiano. 1887.

[2]) Verbeck, Topographische en geologische beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia 1883. S. 423 u. 433.

[3]) Java. II. 1857. S. 572.

[4]) Java. II. 1857. S. 134.

vom Vulkane ausgingen und Thäler absperrten. In der Auvergne ist der Lac d'Aydat durch Lavaströme aufgestaut worden; der in 2359 m Höhe gelegene 90 m tiefe Große Yellowstonesee wird von Hayden als ein durch einen Rhyolithstrom abgedämmtes Thal betrachtet. Auch die bei Explosionen entstehenden Schuttströme vermögen Thäler abzudämmen. Dies geschah z. B. gelegentlich der Explosion des Bandaisan im Juli 1888, die ergossenen Schuttströme stauten vier Seen, die von Osusawa, Hibawa, Onogawa und Okimoto auf[1]). Kikuchi und Sekiya erwähnen gelegentlich der Schilderung dieser Explosion, daß auch der Inawashirosee bei einer vulkanischen Eruption entstanden sein soll. Endlich ist wohl auch der größte See Mittel- und Südamerikas, der 11 500 qkm messende Nicaraguasee zu den vulkanischen Seen zu rechnen. M. J. Durocher[2]) deutet dies wenigstens an. In der That, wenn man erwägt, daß die ganze Umgebung dieses Sees vulkanisch ist und er selbst gleich seinem Nachbarn, dem 100 qkm großen, 5—20 m tiefen Managuasee[3]), im Süden durch Vulkanreihen begrenzt wird, so möchte nicht unwahrscheinlich sein, daß er eine durch vulkanische Thätigkeit abgedämmte Hohlebene darstellt. Als solche charakterisiert ihn seine geringe, nach Friederichsens Karte nur 23 m, nach Durocher und Pector[3]) im Maximum 60—70 m betragende Tiefe. Die Seen des Hochlandes von Mexiko endlich begleiten die Vulkanreihe am Abbruche des Tafellandes als eine wahre Seenreihe; dieselben kann man nach Felix und Lenk[4]) als Umwallungswannen

---

[1]) Wada, Mitteil. d. Deutsch. Gesellsch. f. Natur- u. Völkerkunde Ostasiens. 1889. Heft 42. — Sekiya and Kikuchi, The Eruption of Bandai-san. Journ. Tokio College of Science. 1889. III. pt. 2.

[2]) Etudes hydrographiques sur le lac de Nicaragua. C. R. LI. 1860. p. 118.

[3]) Pector, Étude économique sur la République de Nicaragua. Bull. Soc. Neuchâtel de géogr. VII. 1892—93. p. 185.

[4]) Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexico. I. 1890. S. 8. — Ueber die tektonischen Verhältnisse der Republik Mexico. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. XLIV. 1892. S. 303.

betrachten, durch unregelmäßige Anhäufung von vulkanischem Material entstanden. Der größte der dortigen Seen, der von Chapala mit 1700 qkm Fläche, erscheint bei nur 13 m Tiefe als eine verkleinerte Ausgabe des Sees von Nicaragua und zwar mit den Maßen einer Hohlebene. Einige der mexikanischen Seen, wie z. B. der in der trockenen Jahreszeit nur 0,5 m tiefe, bei Mittelwasser 182 qkm große Lago de Texcoco, des Thales von Mexiko selbst, entbehren oberirdischer Abflüsse entsprechend ihrer Lage auf permeablem vulkanischem Sande. Auch die Seen der Nordinsel Neuseelands, der große Tauposee, der Rotomahana, der Rotomakiri, der Rotorna und Rotoiti sind nach v. Hochstetter[1]) vulkanischen Ursprungs; die Ansicht, daß dieselben Einbrüche darstellen, bedarf noch einer Ueberprüfung.

Neben den Krater- und Abdämmungswannen kommen in den Gebieten vulkanischer Masseneruptionen nicht selten große Lavawannen vor, dadurch entstanden, daß die Lavadecken gelegentlich rings um eine Stelle mächtiger entgegentreten als auf letzterer selbst, oder daß bei Erkaltung der Masse örtliche Einsenkungen erfolgten. Gemeinhin liegen dieselben hohl da, weil die klüftige Lava gewöhnlich das Wasser aufschluckt. Manchmal aber bergen sie auch Wasserflächen. Solcher Art ist der bekannte 27 qkm messende, 5—6 m tiefe Mückensee (Myvatn) auf Island [2]).

Ebenso wie die heißen Quellen vielfach als letzte Aeußerungen vulkanischer Thätigkeit auftreten, so begleiten die von ihnen abgesetzten Sinterbildungen räumlich die Gebiete vulkanischer Wirksamkeit. Diese Sinterbildungen sind keine einfachen erhabenen Formen, gewöhnlich umrahmen sie die Quelle und stellen meist flach-schüsselförmige Wannen dar (vergl. Bd. II. S. 56). Auch klaffende Spalten der Erdoberfläche kommen in Vulkangebieten vor, wie z. B. die Bd. II, S. 95 erwähnten,

---

[1]) Neu-Seeland. Stuttgart 1863. S. 227.

[2]) Vulkaner i det nordöstlige Island. Bih. till kgl. Svenska Vet.-Akad. Handlingar. XIV. 2. Abt. Nr. 5. 1888. p. 58.

in der Gegend des Myvatn auf Island gelegentlich des Erdbebens vom 25. Januar 1885 in einer Breite bis zu 0,8 m aufgerissenen. Russell sah unweit des Monosees zahlreiche offene Spalten mit einer Breite von 0,6—3 m und einer Tiefe von 6—9 m [1]). Diese und die anderwärts im Gefolge von Erdbeben, namentlich in Alluvialgebieten auftretenden Risse bilden kleine echte Wannen, welche lediglich in trocknen Klimaten längere Zeit bestehen können, in niederschlagsreichen Gebieten werden sie zunächst mit Wasser und dann bald mit Schutt erfüllt. Die Kleinheit ihrer Maße beschleunigt ihr Erlöschen. Sie sind durchaus untergeordnete Formen.

Welch verschiedene Seen sich in einem Vulkangebiete finden, legte kürzlich A. Wichmann [2]) dar.

7. Die Gebirgswannen.

a) Einteilung.

Je tiefere Thäler das Wasser einschneidet, desto mehr Veranlassung bietet es zur Bildung von Bergstürzen und zur Entwickelung von Wildbächen, deren Schuttmassen die Thäler abdämmen können. Abdämmungswannen gehören daher zu den charakteristischen Formen des Hochgebirges; sie stellen vorübergehende Komplikationserscheinungen in dessen Ausgestaltung dar. Ragen die Hochgebirge in das Reich des ewigen Schnees auf, so gesellen sich zu den wannenbildenden Kräften die Gletscher, deren Zungen zunächst Thäler absperren können und dadurch Dammwannen in Erscheinung rufen; zugleich aber bilden unter dem Eise erodierende und akkumulierende Vorgänge Wannen, die erst nach dem Schwinden der Gletscher zu Oberflächenformen werden. Nun aber lag während der großen Eiszeit durchweg die Firngrenze weit tiefer als heute, und alle Gebirge, die gegenwärtig in das Reich des ewigen Schnees hineinragen oder dem-

---

[1]) The Quaternary History of Mono Valley. VIIIth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1886/87. Part. I. p. 389.

[2]) Die Binnenseen von Celebes. P. M. 1893. S. 225.

selben nahe kommen, tragen die deutlichen Spuren der erodierenden und akkumulierenden Thätigkeit des Eises. In ihre große, im wesentlichen durch das rinnende Wasser geschaffene Höhengliederung fügen sich Rundhöckerlandschaften und Moränenlandschaften als untergeordnete Teile der Szenerie ein (vergl. Bd. II. S. 259). Sehr viele Gebirge sind glacial ausgestaltet; dies gilt nicht bloß von der großen Mehrzahl der Hochgebirge, sondern selbst auch von den Mittelgebirgen höherer Breiten. Ueberdies besitzen die verschiedenen Gebirgsformen selbstverständlich dann Wannen, wenn dies durch ihre Gesteinsbeschaffenheit bedingt ist; aus Kalken aufgebaute Hoch- und Mittelgebirgsländer sind daher in ganz besonderem Maße durch Wannen ausgezeichnet, es sind dies die Karstgebirge; gleiches gilt von den vulkanischen Gebirgen.

Wie verschieden nun aber auch die Entstehung der Gebirgswannen ist, so sind doch allen gewisse Züge in der Erscheinung gemeinsam. Thal- und Kesselwannen herrschen ausschließlich und zeichnen sich, gleichsam entsprechend der reichlichen Höhengliederung der Gebirge, durch ziemlich beträchtliche Tiefen aus. Der großen Mehrzahl nach sind sie mit süßem Wasser erfüllt, lediglich in Wüstengebirgen gibt es Salzseen, die aber meist am Fuße der Gebirge oder zwischen deren Ketten liegen; leere Wannen knüpfen sich in den Hochgebirgen an durchlässige Gesteine, in Mittelgebirgen aber auch an trockene Gebiete. In ihrem Auftreten zeigen sie keinerlei räumliche Beschränkung. Sie fehlen nur auf den Firsten und Gipfeln der Hochgebirge, wo für sie kein Raum ist, dagegen werden sie auf den Rücken der Mittelgebirge sowie auf Tafelbergen angetroffen, das sind die Rücken- und Plateauwannen. Die Pässe des Hochgebirges sowie der glacial ausgestalteten Gebirge sind häufig durch Wannen geziert und die Paßwannen bilden einen besonderen Formenkreis. Die verschiedensten Wannen erscheinen als Gehängewannen, Thalwannen zeichnen die Thäler aus, hie und da schalten sich zwischen divergierende Ketten größere, rings

vom Gebirge umschlossene Wannen, die man wohl als Zwischenwannen bezeichnen könnte. Jede einzelne Gruppe der Gebirgswannen wird von Typen verschiedenster Entstehung gebildet und für eine jede Wanne ist daher die Bildung einzeln aufzuhellen. Dies ist bislang nur für die wenigsten Fälle geschehen und es müssen daher die Beispiele größtenteils dem einzigen, in Bezug auf seine Seen einigermaßen bekannten Gebirge, nämlich den Alpen, entnommen werden [1]).

b) Die Rücken-, Plateau- und Paßwannen.

Die Rücken-, Plateau- und Paßwannen gehören insgesamt den Wasserscheiden an, der Ort ihres Auftretens ist also ein Gebiet geringster Abspülung und dieser Umstand ist für ihre Erhaltung sehr wichtig. Ihrer Entstehung nach verhalten sie sich recht verschieden. Zahlreiche kleine, unscheinbare Wannen auf langgedehnten, breitschulterigen Rücken und Gipfeln des Mittelgebirges dürften Werke des Windes sein, welcher den Verwitterungsgrus fortgeführt hat; andere sind Abrißklüfte (vergl. Bd. II. S. 226). Der Umstand ferner, daß die sanft gewölbten Mittelgebirgsrücken in feuchten Ländern Hochmoore tragen, begünstigt auf ihnen die Entstehung von Hochmoorseen, wofür der Hohlohsee im östlichen Schwarzwalde ein Beispiel liefert. Die Seen der Plateaus beschränken sich gleich diesen letzteren auf das Bereich permeabler Gesteine und gehören namentlich zu den charakteristischen Eigentümlichkeiten der Kalkstöcke, welche hie und da im Hochgebirge, so z. B. in den nördlichen Kalkalpen auftreten.

Paßseen fehlen natürlich auf den Schartenpässen, sind aber um so häufiger auf Wall- und Thalpässen.

---

[1]) Vergl. Penck, Die Vergletscherung der deutschen Alpen. 1882. S. 327. — A. Geistbeck, Die Seen der deutschen Alpen. Mitteil. d. Vereins f. Erdk. Leipzig 1884. S. 203 (auch einzeln). Zahlreiche Beispiele sind einem in Vorbereitung befindlichen Werk über die Eiszeit in den Alpen von Brückner, Böhm und Penck entnommen.

Teilweise sind sie Dammwannen, dadurch entstanden, daß Schuttkegel beiderseits des Passes in die von demselben eingenommene Senke gebaut werden[1]). Auf dem Wallpasse des Brenner liegt der also entstandene Brennersee, auf dem Thalpasse von Reschenscheideck die Folge der drei Reschenseen; zahlreiche ebenso entstandene kleinere Seen zieren die Thalpässe der nördlichen Kalkalpen. Auf Pässen trifft man hier auch Schuttwannen. Hierher gehören die kleinen Seen des Fernpasses, welche Lücken in dem Ablagerungsgebiete jenes großen Bergsturzes darstellen, der den Paß schuf. Manchmal dämmen ferner Gletscher die von den Pässen herabführenden Runsen ab und stauen Eisseen auf, welche über den Paß hinweg abfließen (Märjelensee). Analog verhält es sich mit der Bildung von Moränendammwannen auf Pässen; eine kleine leere Wanne dieser Art liegt in Niederösterreich südwestlich vom Lunzersee, unweit des Seekopf. Ausgedehnter ist eine derartige leere Wanne unweit Bilhères zwischen den Thälern des Gave d'Ossau und Gave d'Aspe in den Pyrenäen[2]). Bezeichnend für manche Wallpässe ist das Auftreten von Gletscherkolken, denn als solche müssen wohl die Wannen aufgefaßt werden, die am Pfitscherjoche[3]) und auf dem Arlberge in wenig widerstandsfähigen Gesteinen des Passes ausgefurcht sind und daher dem Schichtstreichen folgen. Ein sehr gutes Beispiel dieser Art liefert der See auf der Turracher Höhe in den Gurkthaler Alpen, welcher in leicht zerstörbare Schiefer mitten in festes Konglomerat eingesenkt ist. Auf Paßhöhen endlich trifft man auch Karstwannen, namentlich Dolinen. Eine solche von 20 m Tiefe tritt z. B. auf dem Schartenpasse östlich der Bielšica in den Karawanken auf, am Wege vom Bodenthale nach dem Zaveršnicathale. Aehnliches wiederholt sich in fast allen Kalkgebirgen.

---

[1]) Penck, Die Alpenseen. Aus allen Weltteilen. XIII. 1882. S. 353.

[2]) Vergl. Penck, Die Eiszeit in den Pyrenäen. Mitteil. d. Vereins f. Erdk. Leipzig. 1883. S. 177.

[3]) Penck, Zur Vergletscherung der deutschen Alpen. Leopoldina. XXI. 1885.

Allmähliche Uebergänge verknüpfen die bisher gewürdigten kleinen Paßwannen mit großen Thalwannen, welche sich bis auf Paßhöhen erstrecken.

c) Die Karwannen.

An den Berghängen finden sich gleichfalls verschiedene Arten Abdämmungswannen. Dazu gehören vor allem die Schneehaldenfußwannen, welche in manchen Gegenden, z. B. in den Berchtesgadener Alpen, die steilen Felswände umsäumen. Ferner trifft man an den Thalgehängen ehemals vergletscherter Thäler gelegentlich Moränendammwannen, welche sich zwischen das Gehänge und die an demselben befindlichen Ufermoränen einschalten. Gleich den Schneehaldenfußwannen sind diese Ufermoränenwannen wegen der Porosität ihres Dammes meist leer; in nassen Zeiten füllen sie sich gelegentlich mit Wasser und es stellt sich dann heraus, daß sie sehr verbreitete Erscheinungen sind, die sich sonst wegen der Kleinheit ihrer Maße leicht der Beachtung entziehen. Endlich knüpfen sich nicht selten Schutt- und Aufquetschwannen an Bergstürze und Rutschungen an den Gehängen. Die bei weitem zahlreichsten Gehängewannen aber liegen am Boden der Kare. Unter einem Kare oder Cirkus versteht man eine nischenförmige Einbuchtung der Gebirgsgehänge, welche sich ähnlich wie ein cirkusförmiger Thalschluß in die Gebirgskämme drängt, aber sich nicht in die Thäler fortsetzt, sondern isoliert gewöhnlich nahe den Scheidelinien gelegen ist. Die Oeffnung der Kare liegt mitten im Gebirgsgehänge, hoch über der Sohle des benachbarten Thales, zu welchem sich von ihnen nur unbedeutende Wasserrisse hinabzuziehen pflegen. Dabei ist bemerkenswert, daß benachbarte Kare meist übereinstimmende Sohlenhöhe haben. Manchmal liegen mehrere Kare in ein und demselben Gehänge wie die Stufen einer Treppe übereinander und sind durch einen Bach miteinander verbunden, welcher von Kar zu Kar in gewaltigen Fällen stürzt. Das sind die Kartreppen, deren Stufen in

benachbarten Treppen häufig übereinstimmende Höhenlage besitzen [1]).

Vom Gesteinscharakter und vom geologischen Aufbau des Gebirges sind die Kare völlig unabhängig. Im Hochgebirge liegen sie meist zwischen den Rippen, welche die Gebirgsspitzen und -schneiden gliedern; im Mittelgebirge liegen sie isoliert und zwar in Norwegen und Mitteleuropa besonders gern auf der Nordseite der Rücken oder Kuppen, in die sie gleichsam eingefressen erscheinen und welchen sie durch die steilen, prallen Felswände ihrer Umrahmung Charaktere des Hochgebirges aufdrücken. Je zahlreicher die Kare in einem Mittelgebirgsrücken auftreten, desto schmäler werden die sie trennenden Zwischenräume, desto mehr nähert sich der mit ihnen ausgestattete Mittelgebirgsgipfel einem Hochgebirgsgipfel; und in der That vollzieht sich in der Gruppe des Retjesat [2]) in den transsylvanischen Alpen ein Uebergang zwischen Mittel- und Hochgebirgsformen durch die Anreicherung von Karen.

Auf drei Seiten von meist prallen Felswänden umgeben, erinnern diese Kare an Kessel; in den Pyrenäen werden sie auch als solche bezeichnet, sie heißen dort Oule; dieselbe Bedeutung hat ihre Benennung in Hochschottland und Irland, nämlich Corry; in Wales werden sie Cwm (spr. Kuhm) und in Nordengland Coomb benannt (verwandt mit Combe, Thal); in Norwegen kennt man sie unter dem Namen Botn. Manchmal wurden sie namentlich in den Polarregionen als kraterförmig bezeichnet [3]).

Am Boden der Kare liegt nicht selten in einer felsigen Wanne oder aufgestaut durch einen vor den Karausgang gelegten Trümmerwall ein kleiner Bergsee (Tarn im Englischen). Die beiden Hauptformen dieser Wannen, die abgedämmten und in den Fels eingesenkten, vertreten einander und können als Karwannen bezeichnet wer-

---

[1]) Penck, Die Eiszeit in den Pyrenäen. Mitteil. d. Ver. f. Erdk. Leipzig. 1883. S. 214—220.

[2]) Vergl. Zone 24, Col. XXVII der österr.-ungar. Spezialkarte 1 : 75 000.

[3]) Lieber, Die amerikanische Expedition nach Labrador. P. M. 1861. S. 213 (214). Nach der Abbildung Taf. IX ein Kar.

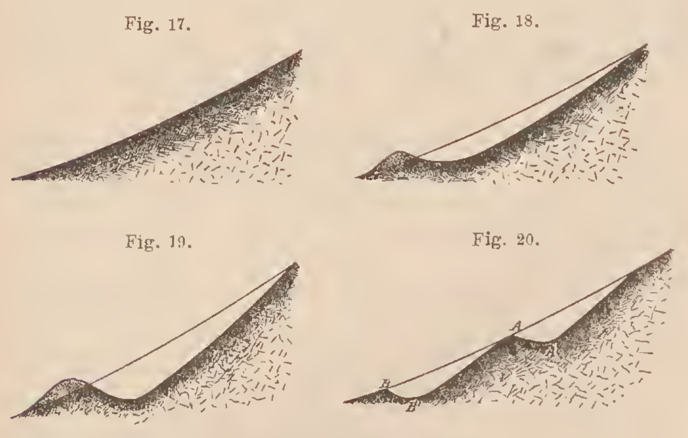
den. Dieselben bilden einen wesentlichen Bestandteil der Kare, welcher allerdings räumlich weit hinter der gesamten Hohlform des Kares zurücksteht.

Die Bildung der Karwannen ist auf das innigste mit der des Kares selbst verknüpft und für die Entstehung beider kommt eine Thatsache wesentlich in Betracht: Moränen im Karwannendamme, sowie Gletscherschliffe am felsigen Wannengrunde erweisen übereinstimmend, daß die Kare einmal Gletscherbetten gewesen sind und eine glaciale Ausgestaltung erfahren haben. Ihre Bildung kann man sich folgendermaßen vorstellen:

Die Gehängefalten der gewöhnlichen Gebirgsländer, vor allem aber die Sammeltrichter von Wildbächen bieten für die Ansammlung von Schnee besonders günstige Bedingungen, und an sie knüpft sich daher die Entwickelung kleiner Gletscher, der sogenannten Gehängegletscher. Dieselben füllen jene Gehängenischen aus (Fig. 17) und erweitern sie vermöge ihrer erodierenden Thätigkeit um so leichter, da bei der geringen Mächtigkeit des Eises unter diesem durch häufiges Tauen und Wiedergefrieren eine namhafte subglaciale Verwitterung (vergl. Bd. I. S. 399) erfolgt. Ihre erodierende Kraft ist an ihren Rändern allenthalben gleich Null, unterhalb ihrer Mitte aber am größten, weil hier die Mächtigkeit des Gletschers am größten ist, und weil nach dieser Stelle hin sich die Bewegung des Eises von den oberen Partieen des kleinen Gletschers wegen des Gefälles seiner Unterlage richtet. So wird denn etwa die Mitte des Gletscherbodens am stärksten erodiert und dadurch die ursprünglich vorliegende Konkavität des Gehänges mehr und mehr vertieft, während das erodierte Gestein zugleich am unteren Rande des Gletschers als Moränenwall angehäuft wird. Es finden dicht nebeneinander Akkumulation und Erosion statt, allein die Anhäufung des Moränenwalles am Gletscherrande hindert nicht die Erosion unter der Gletschermitte. Letztere kann bis unter den Moränenwall vertieft werden, es entsteht ein Kar mit einer Wanne, welche vorwiegend Moränendammwanne ist (Fig. 18); indem die Vertiefung der Mitte fortschreitet, entwickelt sich endlich ein Kar mit tiefer Felswanne (Fig. 19).

Diese Entwickelung gilt für die besondere Voraussetzung, daß sich der Umfang des kleinen Gletschers nicht ändert. Wächst derselbe, z. B. von *A* nach *B* (Fig. 20), so verschiebt sich der Ort der größten Erosion in entsprechender Weise, z. B. von *A'* nach *B'*, und während der Gletscher, bei *A* stille stehend, die Wanne *A'* ausschürfte, so wird nun bei *B'* eine Wanne gebildet, vorausgesetzt, daß das Gletscherende längere Zeit bei *B* verweilt. Wenn ein Gletscher wächst und beim Wachstum Ruhepausen macht, also schritt- oder ruckweise sich vergrößert, so kerbt er ebensoviele

Karwannen im Gehänge ein, als er beim Wachstum längere Halte gemacht hat. Gleiches wiederholt sich bei seinem Rückwärtsgehen, und dabei wird sich nicht selten ereignen, daß der sich zurückziehende Gletscher zerreißt, worauf noch lange ein Gletscher in der geschützten Lage der unteren Karmulde über *B'* existiert, während das Ende des Gletschers schon nach *A* zurückgegangen ist (Fig. 20). Der über *B'* befindliche Gletscherrest hindert die Ausfüllung der gebildeten Wanne, die Trümmer seiner



Die Entwickelung von Karen.

oberen Umrandung rutschen über seine Oberfläche herab, und zur Karwanne gesellt sich eine Schneehaldenfußwanne. So entwickelt sich bei schrittweisem Anwachsen der Schneefelder und Gehängegletscher aus einer Gehängespalte ein mehrfach abgestuftes Kar oder eine Kartreppe.

Nach dieser Erklärung müssen die Wannen benachbarter Kare etwa in gleicher Höhe gelegen sein, da anzunehmen ist, daß die Firnfelder und Gehängegletscher benachbarter Gebiete im großen und ganzen sich in gleichem Niveau entwickelten. In der That finden sich in den deutschen Mittelgebirgen die Kare durchweg in dem Höhengürtel von 950—1050 m. Ebenso müssen die einzelnen Wannen in den Treppenkaren entsprechende Höhen haben. Dies ist für die Treppenkarwannen in

Norwegen, in den Pyrenäen und Alpen gleichfalls nachgewiesen [1]) und zugleich ist durch das Studium der alten Gletscher anderweitig festgestellt worden, daß deren Wachstum nicht kontinuierlich, sondern schrittweise erfolgte. Kleine Gehängegletscher erstrecken sich aber selten weit unter das Niveau der Firngrenze. Das Niveau der Karböden entspricht daher im allgemeinen einer bestimmten Höhenlage der Firngrenze, Treppenkare ferner deuten bestimmte Stadien in der Verrückung der Firnlinie an. Einfache Kare zeichnen die Gebiete aus, welche während der Eiszeit gerade noch in das Reich des ewigen Schnees hineinragten, wie z. B. die deutschen Mittelgebirge, Treppenkare sind charakteristisch für Gebirge, welche die gesamte Ortsveränderung der Schneegrenze, von deren tiefster Lage bis zur heutigen Lage erlebt haben; sie zeichnen die Gebirge aus, welche heute noch Gletscher tragen, wie z. B. die Alpen, die Pyrenäen, wie ferner die norwegischen Hochlande, wie die Karpathen, welche gegenwärtig gerade an die Firngrenze streifen. Es finden sich hier Karwannen in dem ganzen 1000 m messenden Höhengürtel zwischen der heutigen und der eiszeitlichen Firngrenze, jedoch steigen sie im Innern der Gebirge nirgends so tief herab als an deren Rand. Es wird dies dadurch erklärlich, daß bei den tieferen Lagen der eiszeitlichen Firngrenze die inneren Gebirgsthäler bis hoch an den Gehängen hinauf mit Thalgletschern erfüllt waren, so daß der Raum, auf welchem sich Gehängegletscher zu entwickeln vermochten, hier sehr eingeengt war [2]). Sind die Treppenkarwannen überall genau nach bestimmten Höhenzonen geordnet, so sind die Einzelkarwannen zugleich an bestimmte Expositionsverhältnisse

---

[1]) A. Helland, Om Botner og Säkkedale. Geolog. Fören. Förh. Stockholm. II. 1874/75. p. 286. — Penck, Die Eiszeit in den Pyrenäen. Mitt. Ver. f. Erdk. Leipzig. 1883. S. 218. — A. Böhm, Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien. XXXV. 1885. S. 553. — E. Brückner, Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Geogr. Abh. Wien. I. 1. 1886. S. 120.

[2]) A. Böhm in dem S. 303 Anmerk. 1 erwähnten Werke über die Alpen zur Eiszeit.

geknüpft; in Nord- und Mitteleuropa lieben sie die Nord- und Ostseite der Gehänge. Von 78 Karen der norwegischen Hochlande sind 50 nach Norden, 19 nach Osten geöffnet [1]). Von den 35 Karen der deutschen Mittelgebirge kehren sich 19 nach Norden und Nordosten, 13 nach Osten und Südosten und nur 3 nach Süden und Westen [2]). Auch heute noch sind die Nord- und Ostseiten der Gebirge die schneereicheren; auf der Südseite schmilzt der Schnee bald, von der Westseite wehen ihn die herrschenden Westwinde fort.

Die Größe der Karwannen ist stets unbeträchtlich, ihre Tiefen relativ groß, wie folgende Zusammenstellung lehrt:

	Höhe	Fläche	Tiefe	
	m	ha	m	
Alpen:				
Finsterthalsee [3]) (Oetzthaler Alpen) . . .	2200	17	32	Felswanne
Unterer Wildgerlossee [4]) (Hohe Tauern) . . .	2417	10,5	39	"
Oberer Wildgerlossee [4]) (Hohe Tauern) . . .	2562	1,7	6	"
Seekarsee [4]) (H. Tauern)	2234	3,8	22	"
Karsee [4]) " "	1995	3,7	21	"
Litzelsee in Litzelstubach [4]) (Hohe Tauern)	2097	1,8	6,3	"
Zirmsee [5])	2603	—	12	"
Tatra:				
Eissee [6])	2100	0,1	3,5	"
Fischsee [6])	1384	33	37,5	Moränensee

[1]) A. Helland, Om Botner og Säkkedale. Geolog. Fören. Förh. Stockholm. II. 1874/75. p. 286.

[2]) J. Partsch, Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen etc. Breslau 1882. S. 184.

[3]) Löwl, Der Lüner See. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. 1888. S. 25.

[4]) Eberh. Fugger, Salzburgs Seen. Mitteil. Gesellsch. f. Salzburger Landeskunde. XXX.

[5]) Seeland, Temperaturen und Eisverhältnisse des Wörthersees. Met. Zeitschr. IX. 1892. S. 272.

[6]) Grissinger, Studien zur phys. Geogr. d. Tatragruppe. XVIII. Ber. des Vereins d. Geographen. Wien 1893.

	Höhe	Fläche	Tiefe	
	m	ha	m	
Riesengebirge:				
Großer Teich[1] . . .	1218	6,6	24	Schneehalden-
Kleiner Teich[1] . . .	1168	2,6	7	fußwannen[2])
Böhmerwald[3]):				
Großer Arber See . .	934	17	15	Moränenwanne
Rachelsee	1074	—	14	"
Schwarzer See . . .	1024	19	38	"
Teufelsee	1030	—	35	"
Schwarzwald[3]):				
Feldsee	1113	—	34	"
Mummelsee	1032	—	16	"
Wasgau[4]):				
Weißer See	1054	29	60	Felswanne
Schwarzer See . . .	950	14	39	"
Sulzerner See	1044	16	15	"
Sternsee	984	4	17	"
Belchensee	986	7	14—23	"

Die Seen der Kartreppe vom Col des Sept-Laux im Dauphiné untersuchte A. Delebecque[5]). Auf der Nordseite des Passes liegt zu unterst der kleine, 16 m tiefe Lac Noir in einem Kare. Auf einer höheren Stufe befinden sich in 2141 m Höhe der 36 m tiefe Lac Carré, in 2151 m Höhe der 70,5 m tiefe Lac de Cotepen, sowie der Lac de la Motte (22 m tief). Noch höher (2182 m), unfern der Paßhöhe, liegt der 42 m tiefe Lac du Cos und etwas abseits in 2277 m Höhe der 11 m tiefe Lac Blanc. Auf der Südseite des Passes liegen auf einer scharf gegen denselben abgesetzten Stufe der 26 m tiefe Lac de la Corne und der 22 m tiefe Lac de la Sagne. Alle diese Seen erstrecken sich in Gneis. Man hat es also

[1]) Graf v. Schweinitz, Der große und kleine Teich im Riesengebirge. Monatsber. Gesellsch. f. Erdk. Berlin. N. F. I. 1844. S. 14.

[2]) Partsch, Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen. 1882. S. 85.

[3]) F. Bayberger, Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwalde. E.-H. 81. P. M. 1886. S. 37.

[4]) H. Hergesell u. Langenbeck, Die Seen der Südvogesen. Geogr. Abh. aus Elsaß-Lothringen. I. 1892. S. 121.

[5]) Notes sur les sondages des Sept-Laux. Arch. d. Sciences phys. et natur. Genève. (3). XXVIII. 1892. p. 482.

hier im Lac de Cotepen einmal mit einer außergewöhnlich tiefen Wanne zu thun. Sehr beträchtliche Tiefen werden ferner berichtet vom Lac bleu 1968 m hoch, 49 ha in den Pyrenäen (116 m tief)[1]) und von Dziewulski[2]) für das Meerauge (77 m tief) in der Tatragruppe. Diese Angaben dürften eine Kontrolle erheischen, fand doch Dziewulski für den großen Fischsee in der Tatragruppe 49,5 m, während die spätere Messung von K. Grissinger 37,7 m ergab.

Das Auftreten der Kare ist zuerst von J. de Charpentier[3]) in den Pyrenäen wahrgenommen worden und derselbe bezeichnete sie als Cirken. Sie wurden zunächst ganz allgemein als Krater[4]) angesehen oder auch für Einstürze erklärt. Ihr Zusammenfallen mit den Gebieten alter Gletscher beobachtete zuerst A. C. Ramsay[5]) und führte sie zugleich auf Gletscherwirkungen zurück[6]). Gastaldi[7]) folgte ihm darin, er wandte die Erklärung auf die Kare in den Westalpen, Helland[8]) auf jene in den norwegischen Hochlanden, J. Partsch[9]) auf die in den Mittelgebirgen Deutschlands, Verfasser[10]) auf die der Pyrenäen, A. Geistbeck[11]) und A. Böhm[12]) auf die der Ostalpen an. Eine genaue Vorstellung über die Art des Erosionsprozesses suchte v. Richthofen[13]) zu gewinnen, an dessen Erklärung sich die hier angegebene im wesentlichen anschließt, nur daß hier nicht der Einfluß glacialer Rotation auf die Vertiefung des Karbeckens in Betracht gezogen wird. Gegen eine solche glaciale Rotation spricht der Verlauf der Gletscherschrammen an den Karsohlen, dieselben richten sich allenthalben streng karauswärts.

---

[1]) Joanne, Les Pyrénées. Paris 1882. p. 265.

[2]) Pamietnik Fizyjograficzny. Warschau 1881. S. 80—83.

[3]) Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées. 1823. p. 24.

[4]) Rozet, Notice géologique sur la région granitique de la chaîne des Vosges. Bull. Soc. géol. III. 1832/33. p. 131.

[5]) The Old Glaciers of North Wales. 1859.

[6]) On the Glacial Origin of Certain Lakes. Quart. Journ. geolog. Soc. 1862. p. 185 (186).

[7]) On the Effects of Glacier-Erosion in Alpine Valleys. Quart. Journ. geolog. Soc. XXIX. 1873. p. 196.

[8]) Om Botner og Säkkedale samt deres Betydning for Theorier om Dalenes Dannelse. Geolog. Fören. Förh. Stockholm. II. 1874/75. p. 286 u. 342.

[9]) Die Gletscher der Vorzeit. Breslau 1882. S. 178.

[10]) Die Eiszeit in den Pyrenäen. Mitteil. Ver. f. Erdk. Leipzig. 1883. S. 214.

[11]) Die Seen der deutschen Alpen. Ebenda 1884. S. 203 (230).

[12]) Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanstalt. XXV. Wien. 1875. S. 531.

[13]) Führer für Forschungsreisende. 1886. S. 255.

Als Wasserkolke wurden die Kare von Bonney[1]) angesprochen, ohne daß allerdings der Versuch unternommen wäre, den Ursprung jener ungeheuren Wassermassen aufzuhellen, welche hart an den Wasserscheiden durch ihren Auffall die Kare hätten ausstrudeln können.

Ungemein ähnlich den Karen werden unter Umständen die mannigfachen Formen der Karsttrichter, welche die Gehänge von Kalkgebirgen aufsuchen, zumal wenn die dem Thalgehänge zugewandte Seite des Trichters fehlt, wie dies mehrfach in den Karstgebirgen Kroatiens vorkommt. Handelt es sich meist um eine bloße äußere Aehnlichkeit in vergletschert gewesenen Karstgebirgen, so ist mancher Gehängetrichter in einen Karsee verwandelt. Dies gilt, wie schon erwähnt, vom Lüner See im Rhätikon, vom Wolayersee in Kärnten, vom Oberblegisee am Glärnisch, sowie wahrscheinlich von einer großen Zahl von Karwannen in den nördlichen Kalkalpen.

d) Die Thalwannen.

Die Thäler bergen die größten Wannen der Gebirge, deren Bildung wie ganz im allgemeinen die der Gebirgswannen bedingt ist einerseits durch die noch heute das Gebirge ausgestaltenden Kräfte und andererseits durch die Ausdehnung einer früheren Vergletscherung. Einen wesentlichen Faktor zu der ersterwähnten Gruppe der Wannenbildung liefert das ungleiche Kraftverhältnis der Gebirgsflüsse. Namentlich in seinem obersten Laufe vermag der Hauptfluß gelegentlich sein Bett gegenüber seinen Zuflüssen nicht zu behaupten, letztere bauen Schuttkegel in sein Thal und dämmen in demselben Schuttkegelwannen auf. Dahin gehören die Seen des Reschenpasses, der 73 m tiefe Silser- und der 77 m tiefe Silvaplanasee[2]) des Oberengadin, der 48 m tiefe Davoser See und viele andere an Thalpässen gelegene Wannen, welche sowohl den Thalwannen als auch den Paßwannen zuzuzählen sind. In dem Maße als der Thalfluß wächst, gewinnt er an Kraft gegenüber seinen Zuflüssen, die von letzteren herbeigeführten Schuttmassen können nur noch

[1]) On the Formation of Cirques. Quart. Journ. geolog. Soc. London. XXIX. 1873. p. 387. Vergl. Partsch, a. a. O.

[2]) A. Heim, Die Seen des Oberengadin. Jahrb. Schweiz. Alpenklub. XIV. 1880.

die Kontinuität seines Gefälles beeinflussen, nicht aber mehr dasselbe umkehren; dagegen kann er seinerseits durch die Erhöhung seines Bettes Nebenthäler abdämmen. Hat man Schuttkegelwannen in den oberen Thalverzweigungen, so treten längs großer Gebirgsthäler hie und da Flußdammwannen auf, wofür der durch die Etsch abgedämmte 6—7 m tiefe Kalterersee unweit Bozen und der vom Tagliamentoschotter abgesperrte 38 m tiefe [1]) Cavazzosee nahe Venzone Beispiele in den Alpen liefern. Zahlreiche Thalseen sind ferner Schuttdammwannen, aufgestaut durch die Trümmer großer Bergstürze.

So entstand 1772 der 22 m tiefe [2]) Alleghesee im Agordothale. Aus einer früheren Periode rührt der oberirdisch abflußlose 118 m tiefe Molvenosee in Judicarien [3]) her. Reste eines solchen, durch den Trümmerhaufen der Maroche aufgestauten Sees sind der 50 m tiefe See von Cavedine [4]) und der 14 m tiefe [4]) See von Toblino im Sarcathale. Im Gletscher tragenden Gebirge sind endlich unter den Dammwannen der Thäler die Eisseen zu nennen. Dieselben sind in den Alpen von bescheidenen Maßen; größere Dimensionen erlangen im Himalaya die Eisseen am oberen Indus und im Kaukasus die zeitweilig durch den Defdorakigletscher gedämmte Wanne. Sehr reich an Eisseen ist Westgrönland.

Es ist aber bei weitem weniger die heutige als die eiszeitliche Vergletscherung, welcher die Wannen der Gebirgsthäler zu danken sind. Die Thäler aller glacial ausgestalteten Gebirge besitzen eine charakteristische Physiognomie. Mit gewaltigen Thalcirken schließen sie ab, ihr Gefälle ist unregelmäßig stufenförmig, vielfach erstrecken sich Wannen auf der Stufenhöhe oder es finden sich wenigstens Anzeichen dafür, daß solche Wannen einst vorhanden waren, wenn nicht der ganze Thalboden nachträglich eine Aufschüttung erfahren hat. Die oberste der Wannen nimmt nicht selten den Boden des Thal-

---

[1]) Olinto Marinelli, Il Lago di Cavazzo. In Alto. III. 2. 1892.

[2]) Damian, Der Alleghesee. Mitteil. d. Sekt. f. Naturkunde d. österr. Touristenklubs. Wien. III. 1891. S. 1.

[3]) Damian, Der Molvenosee. P. M. 1890. S. 262.

[4]) Damian, Seenstudien. Mitteil. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. 1892. S. 471.

schlusses ein, die untersten liegen nahe den Enden der alten Gletscher, mögen sich dieselben im Innern des Gebirges, an dessen Fuß oder außerhalb desselben befinden, in welch letzterem Falle das Wannenphänomen als treuer Begleiter des Glacialphänomens demselben bis in die Umgebung des Gebirges folgt. Ihrer Struktur nach sind die Wannen der ehemaligen Gletscherthäler teils Abdämmungswannen, teils Felsbecken. Aber diese beiden extremen Typen treten gegenüber den Uebergangsformen zurück; bei weitem die meisten in ein und demselben Thale oder Thalzuge befindlichen Wannen sind teilweise aufgedämmt durch Moränenwälle und davor gelagerte Schotterflächen, welche ihre unteren Enden umspannen, teilweise aber sind sie eingesenkt in das feste Gestein der Thalsohle; sie sind also gleichsam Zwittergebilde, und unter solchen Verhältnissen empfiehlt es sich, die Wannen, welche die Sohlen vergletschert gewesener Thäler auszeichnen, als glaciale Thalwannen zu bezeichnen.

In den Alpen treten diese glacialen Thalwannen insbesondere am Saume der alten Vergletscherung entgegen, welcher vielfach nahe dem Gebirgsfuße verläuft; sie erstrecken sich mit demselben in Oberbayern aus dem Gebirge heraus und liegen mit demselben in Kärnten mitten im Gebirge. Anders in der Schweiz. Hier rücken die Seen nur dann an die Grenze der alten Vergletscherung, wenn diese, wie zwischen den insubrischen Seen, am Fuße des Gebirges verläuft; sonst halten sie sich nur an letzteren, weswegen sie Rütimeyer[1]) Randseen nannte. Die schweizerischen Randseen, z. B. der Zürichsee, der Vierwaldstätter, der Thuner- und Brienzersee liegen weit vom Saume der alten Vergletscherung. Dabei bekunden weder die Gletschersaum- noch die Gebirgsrandseen eine unmittelbare Abhängigkeit von der Gebirgsgliederung, sie finden sich ebenso gut in Querthälern (Schweiz) wie in Längsthälern (Kärnten), sie enden teils gerade am Gebirgsfuße (Thunersee), teils erstrecken sie sich aus dem Gebirge bis auf dessen Vorland (Genfersee, Gardasee),

[1]) Ueber Thal- und Seebildung. Basel 1869. 8°. S. 66. Bogen 5a.

teils liegen sie gänzlich auf dem Vorlande (Ammersee, Würmsee).

Sowohl die Gletschersaum- als auch die Randseen der Alpen werden gleich den anderen glacialen Thalwannen von Endmoränen umspannt und liegen oberhalb von Uebergangskegeln. Denkt man sich diese unterhalb von ihnen befindlichen glacialen Aufschüttungen, sowohl die Moränen als die Schotter entfernt, so bleiben Wannen zurück, welche z. T. viel kleinere Dimensionen besitzen wie die gegenwärtigen Seewannen.

Verhältnismäßig wenig ändert sich in diesem Falle die Konfiguration der oberbayerischen Seen: Würm- und Ammersee sind nur bis zu einer geringen Tiefe aufgedämmt. Anders bereits die Seen des Rheingebietes. Sehr beträchtliche Schottermassen erfüllen das Aare- und Rheinthal unterhalb von ihnen, und die Felsriegel, welche hie und da von den Flüssen durchschnitten werden, bezeichnen, wie 1885 [1]) behauptet und dann ausführlicher von Du Pasquier gezeigt, durchweg die Stellen, an welchen der wiedereinschneidende Fluß sein altes Bett nicht wieder traf (vergl. Bd. II. S. 128). Denkt man sich den also verursachten Rheinfall beseitigt, so fällt der Bodenseespiegel um 20 m und wird um ein Viertel kleiner. Insgesamt mag sich die durch Glacialbildungen bewirkte Stauung des Bodensees auf 40 m, entsprechend einem Drittel seines Areales belaufen. Am bedeutendsten jedoch ist die Stauung an den oberitalienischen Seen, unterhalb von welchen in der Poebene (vergl. Bd. II. S. 15) mehr als 150 m Flußanschwemmungen angehäuft worden sind. Denkt man sich dieselben entfernt, so bleibt vom Comosee statt der Wanne von bis 400 m Tiefe eine solche von höchstens 250 m, mit kaum der Hälfte des Areales.

Ein weiterer gemeinsamer Zug der großen alpinen Thalseen ist ihr jugendliches Alter. Die großen Wannen am Südfuße des Gebirges sind jünger als das dortige marine Pliocän, das hoch über dem Gardasee ausstreicht.

---

[1]) Penck, Zur Vergletscherung der deutschen Alpen. Leopoldina. XXI. 1885.

Alle großen Seen des Nordabfalles vom Zürichsee bis zum Chiemsee sind eingesenkt in das älteste Glied der dortigen Glacialgebilde, in die einheitlich entwickelt gewesene Decke des Deckenschotters und sind daher jünger als die älteste der drei großen Vergletscherungen, welche die Alpen betrafen. Im Einklange hiermit steht, daß man an keinem der großen Alpenseen Ablagerungen antrifft, die auf ein höheres als quartäres Alter desselben weisen würden. Alte Deltabildungen, die mehrfach wahrgenommen worden sind, gehören der Mehrzahl nach in die Serie der Quartärbildungen und verraten höchstens, daß der See (Léman, Thuner See, Vierwaldstätter See, Zürichsee, erloschene Seen am Inn und an der Salzach) bereits vor der letzten Vergletscherung vorhanden war, sprechen aber nie gegen das anderweitig erweisbare quartäre Alter.

Vollkommen unabhängig sind die großen Thalwannen der Alpen von der inneren Struktur des Gebirges. Sie erstrecken sich über verschiedene Zonen desselben, quer über Schichtmulden und -Sättel, keine der großartigen Ueberschiebungen am Nordsaume der schweizer Alpen beeinflußt sie, sie sind jünger als die Aufrichtung des Gebirges und selbst mit den späteren Verbiegungen desselben stehen sie nicht allenthalben in bestimmter Beziehung.

Dies zeigt sich namentlich deutlich am Bodensee und Zürichsee. Durch die Untersuchungen von A. Heim[1]) sind an den Ufern des letzteren Verbiegungen der ältesten Quartärablagerung, des Deckenschotters, bekannt geworden, welche auch die Gehängeleisten des Seethales beeinflussen. Diese Erscheinungen kehren am Bodensee wieder und deuten insgesamt auf die junge, quartäre Aufwölbung einer flachen 300—400 m hohen Geoantiklinale vor den Alpen, die in württembergisch Oberschwaben endet[2]). Würden nun die Wannen der großen schweizer Alpenseen verbogene Thäler sein, so wäre zu erwarten, daß sie sich nur oberhalb dieser Aufbiegung befinden würden. Allein Zürichsee und Bodensee erstrecken sich quer über diese Aufwölbung hinweg und ersterer

---

[1]) Die Entstehung der alpinen Randseen. Vierteljahrsschr. naturf. Gesellsch. Zürich. XXXIX. 1894.

[2]) Die Beobachtungen über den Bodensee werden in einer Untersuchung über dessen Entstehung von A. E. Forster und dem Verfasser in den Schriften des Vereins f. Geschichte des Bodensees näher dargestellt werden.

hat sogar seine tiefste Stelle unweit des Sattels derselben, sie können also beide nicht infolge derselben entstanden sein. Gleiches gilt vom Ammersee in Oberbayern, während der Würmsee in eine Synklinale fällt [1]).

Die Unabhängigkeit der Bildung glacialer Thalseen vom Gebirgsbaue wird ferner durch deren geographische Verbreitung erwiesen. Sie sind keine Eigentümlichkeit einer bestimmten Gebirgsstruktur. Im Faltengebirge der Alpen vorhanden, fehlen sie dem Faltengebirge des Himalaya und treten in weiter Verbreitung in den nordeuropäischen Schollenländern auf. Allenthalben sind sie als untrügliche Kennzeichen vergletschert gewesener Gebirge.

Die von Ramsay [2]) aufgestellte Erosionstheorie erklärt das glaciale Alter und die Beschränkung der Alpenseen auf das Bereich der Vergletscherung, sowie deren Unabhängigkeit vom inneren Baue des Gebirges. Sie hellt auch die Lage jener großen Alpenseen auf, welche am Saume der alten Gletscher und im Bereiche von deren Zentraldepressionen liegen; denn bis zur Zentraldepression erstreckt sich die Erosionsthätigkeit der Gletscher und unterhalb derselben wird letztere durch Akkumulation abgelöst.

Bei Eisströmen, welche in Thäler eingeschlossen sind und sich nicht beliebig über das Land verbreiten können, nimmt die Geschwindigkeit der Bewegung, sowie die Mächtigkeit der Eismasse und damit die Erosionskraft umsomehr zu, je mehr einzelne Gletscher sich in ein einziges Thal ergießen, sie nimmt also im allgemeinen mit der Länge des Gletschers zu. Eine Abnahme der Geschwindigkeit und der Eismasse aber findet erst am Ende des Gletschers statt, wo die Zuflüsse aussetzen und die Ablation den Gletscher mindert. Hier, am Uebergange des Nährgebietes in das Zehrgebiet der alten Gletscher sind auch jene Temperaturwechsel an der Gletschersohle am häufigsten, welche nach Bd. I. S. 399 für die Gletschererosion von so großer Bedeutung sind, hier also vereinigen sich die verschiedensten Umstände zur Bildung eines Gletscherkolkes, der dann thalabwärts noch durch Moränen und Schotter abgedämmt wird. Damit harmoniert die Thatsache, daß die großen Randwannen sich zu einem Teile in festes Gestein herabsenken, zum andern Abdämmungswannen sind.

---

[1]) Brückner, Du Pasquier et Penck, Le système glaciaire des Alpes. Guide publié à l'occasion du congrès géologique international à Zurich. 1894.

[2]) On the Glacial Origin of certain Lakes in Switzerland. (Quart. Journ. geolog. Soc. London. XVIII. 1862. p. 185.

Ramsays Erosionstheorie vermag ferner auch befriedigend das Auftreten von alten Deltabildungen im Bereiche der heutigen glacialen Thalseen zu erklären, da sich entsprechend den drei großen Vergletscherungen des Gebirges die Wannenbildung dreimal wiederholte. Dagegen erwachsen ihr durch die ungleichmäßige Verteilung der großen glacialen Thalseen einige Schwierigkeiten. Die großen und tiefen Seen beschränken sich in den Alpen im Süden auf die Region zwischen Etsch und Tessin, im Norden auf das Gebiet zwischen Rhein und Rhone. Außerdem kommen in den Ostalpen zwei isolierte Thalwannengebiete, im Salzkammergute und im Kärntener Becken vor. Angesichts dieser Thatsache wird es unmöglich, Beziehungen zwischen Wannengröße und Erosionskraft der Gletscher aufzufinden; rätselhaft bleibt, warum in Kärnten der 1000 m mächtige Draugletscher nur kleine Wannen ausfurchte, während die ebenso mächtigen Gletscher des Tessin und der Adda fünfmal tiefere und viermal größere Wannen hinterließen.

In dieser Hinsicht ist jedoch zunächst zu beachten, daß nicht die gesamte Seewanne als Werk der Gletschererosion zu gelten hat, sondern daß ein nennenswerter Teil derselben durch Moränen und Schotter aufgedämmt ist. Gerade bei den oberitalienischen Seen aber, deren Tiefe eine so auffällige ist, spielt diese Abdämmung eine sehr große Rolle, während sie bei den Wannen des Draugebietes nur wenig in Betracht kommt. Sieht man von ihr ab, so hört die Differenz in der Größe der Wannen auf, so bedeutend zu sein, ohne jedoch ganz zu verschwinden. Ferner ist zu beachten, daß die gesellig auftretenden großen und tiefen Thalseen, namentlich der Westalpen, in Thälern gelegen sind, deren breite Sohlen sich weit aufwärts erstrecken, ohne durch Felsriegel unterbrochen zu werden, was auf eine stattgefundene sehr bedeutende Thalzuschüttung schließen läßt, zumal da zwischen den verschütteten Thälern hie und da Seen, wie ausgesparte Wannen entgegentreten: dahin gehört der 145 m tiefe Lac du Bourget in Savoien und der 69 m tiefe Zellersee im Pinzgau. Alles dies erweckt den

Eindruck, als ob viele der großen Seethäler in den Alpen infolge eines Einsinkens des Gebirges versunken wären.

Der gänzliche Mangel pliocäner Ablagerungen in den Thälern der Westalpen macht zweifellos, daß hier das Einsinken im wesentlichen während der großen Eiszeit erfolgte. Für die Seebildung kommt dies in doppelter Hinsicht in Betracht: einmal können die verbogenen Sohlen der verschütteten Thäler durch glaciale Ausräumung bloßgelegt werden, dann aber kann auch, wenn das Einsinken während der Vergletscherung stattfindet, letztere die Verschüttung der sich abriegelnden Thalstrecken hindern, so daß letztere nach dem Schwinden des Eises als Wannen entgegentreten. In den Ostalpen, deren Erhebung älter als die der Westalpen ist, ist auch das Einsinken zeitiger eingetreten, hat aber nicht zur Seebildung geführt, denn die in den großen ostalpinen Längsthälern während des Rücksinkens entstandenen jungtertiären Ablagerungen sind rein fluviatile und erweisen, daß das Einsinken des Gebirges allein noch nicht genügt, um die Seebildung zu erklären: letztere tritt nur dann ein, wenn Einsinken des Gebirges und Vergletscherung zeitlich und räumlich zusammenfallen. Wo dies geschieht, da muß ein besonderer Reichtum an Wannen auftreten, während umgekehrt dort, wo die glaciale Wannenbildung gleichzeitig mit einer Aufbiegung stattfindet, letztere die Wirkung der ersteren aufzuheben vermag und eine Wannenarmut entgegentritt.

Der Umstand, daß die Randseen der Schweiz nicht ähnlich den übrigen großen Alpenseen bis an den Saum der Vergletscherung reichen, dürfte hiermit in Zusammenhang stehen. Erstreckt sich doch, wie oben dargethan, vor den schweizer Alpen eine flache Geoantiklinale von sehr jugendlicher Entstehung. Wo die Aufwölbung derselben der Gletschererosion entgegenzuarbeiten vermochte, da mußte die Zentraldepression verkümmern, wie dies im Aaregebiet thatsächlich der Fall ist, und hier vermochte auch die Geoantiklinale die oberhalb in einer sinkenden Region gelegenen vergletscherten Thäler abzuriegeln, so daß sich hier die Seen genau an den Rand des Gebirges knüpfen.

Die glacialen Thalwannen im Innern der Alpen (Bd. II. S. 120) sind unter demselben Gesichtspunkte zu betrachten, wie die Randwannen, sie bezeichnen Stellen

geringen Widerstandes oder gesteigerter Erosionskraft der alten Gletscher. Im ersteren Falle knüpfen sie sich an das Auftreten besonderer Gesteine, hie und da vielleicht an verschüttet gewesene Thalabriegelungen. Im letzteren Falle sind sie besonders an der Vereinigung mehrerer Thäler zu erwarten, wo die Gletschergeschwindigkeit sich steigern mußte, oder in der Nähe zeitweiliger Gletscherenden. Man hat es dann gleichsam mit Randseen der sich zurückziehenden Vereisung zu thun. In der That sind viele Wannen im Innern des Gebirges einerseits durch Moränen abgedämmt und andererseits in die ältere Unterlage eingesenkt. Dies gilt namentlich von den Wannen, welche nahe den Thalschlüssen auftreten und die großen Thalcirken zieren.

Der Königssee, der Altausseer See und der Grundelsee stellen Beispiele hierfür dar. Ihr Auftreten im Kalkgebirge läßt mutmaßen, daß sie sich vielleicht zugleich auch an Karstthäler knüpfen. Die Ausgestaltung des steilwandigen Thalschlusses, an dessen Boden diese und andre Seen gelegen sind, ist wohl in ähnlicher Weise zu erklären, wie die Bildung der Kare; die Thalschlüsse sind zuerst beim Herannahen der Vergletscherung vereist und zuletzt von den Gletschern verlassen worden. Waren von vornherein, wie im Kalkgebirge, schon steilwandige Thalschlüsse vorhanden, so wurden diese durch das Eis nur modifiziert. Viele der großen Thalcirken in den Kalkalpen sind wahrscheinlich nichts anderes als Vereinigungen von Karstthalschlüssen mit Glacialthalcirken.

Auch die zahlreichen Wannen, welche die glacialen Stufenthäler auszeichnen, werden an ihrem unteren Ende häufig von Moränenwällen umspannt und sind teilweise daher ähnlich wie die Randseen aufzufassen, während sie dort, wo sie an der Vereinigung zweier Thäler liegen, reine Korrosionsbecken sind. Diese stufenförmig auftretenden Wannen hat man für den ursprünglichen Zustand der Thäler angesehen (Bd. II. S. 137), während sie Supan[1]) als eine Phase der Thalbildung durch rinnendes Wasser hinstellte und sie als Wasserkolke auffaßte.

Zahlreiche große Thalseen der Alpen endlich sind

---

[1]) Studien über Thalbildung etc. Mitteil. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. 1877. S. 349.

nichts anderes als glaciale Thalabdämmungen. Wahrscheinlich ist der Weißensee in Kärnten ein durch Moränen abgedämmtes Thal; der Plansee und Achensee in Tirol sind durch glaciale Schotter abgedämmt; der Millstättersee bietet das Beispiel eines glacialen Einschwemmungsssees, er ist Ueberrest eines durch den Draugletscher aufgestaut gewesenen Eissees; letzterer See ist mit der Vergletscherung geschwunden, aber ein durch das Lieserdelta abgeschnürter Zipfel besteht als Millstättersee fort.

Natürlich knüpft sich auch sonst an das Auftreten großer Wasserflächen im Gebirge die Entstehung von Einschwemmungswannen. Vom Comosee ist durch die Adda bereits der See von Mezzola abgeschnürt worden; die Sarca hat den durch die Marocche in ihrem Thale aufgedämmten See in die Seen von Toblino und Cavedine zerlegt. Ein Bergsturz hat vom Königssee den Obersee abgeschnürt. Die zahlreichen kleinen 6—7 m tiefen zum Teil blinden Seen der Gegend von Villach endlich sind vom Ossiachersee abgeschnürte Deltawannen.

Die Tiefen der glacialen Thalseen sind sehr bedeutend. Viele von ihnen senken sich bis unter den Meeresspiegel, wie folgende Zusammenstellung lehrt. Die Tabellen S. 323 und 324 sind den morphometrischen Verhältnissen der großen Alpenseen gewidmet.

Hornindalsvand[1])	54 m hoch	486 m tief	432 m unter d. Meere
Mjösen[1]) . . .	121 „ „	452 „ „	331 „ „ „ „
Gardasee[2]) . . .	65 „ „	346 „ „	281 „ „ „ „
Loch Ness[3]) . .	16 „ „	238 „ „	222 „ „ „ „
Tyrifjord[1]) . . .	63 „ „	281 „ „	218 „ „ „ „
Bredeimsvand[1]) .	56 „ „	273 „ „	217 „ „ „ „
Comosee[2]) . . .	199 „ „	409 „ „	210 „ „ „ „
Loch Lomond[4]) .	6 „ „	192 „ „	186 „ „ „ „
Aardalsvand[1]). .	5 „ „	186 „ „	181 „ „ „ „
Langensee[2]) . .	196 „ „	373 „ „	176 „ „ „ „
Nordsjö[1]) . . .	15 „ „	176 „ „	161 „ „ „ „
Ekernsjö[1]) . . .	19 „ „	158 „ „	139 „ „ „ „
Wakatipu[5]) . .	320 „ „	430 „ „	110 „ „ „ „

[1]) Helland, Norges Geolog. Unders. Aarbog. 1892/93. p. 93.
[2]) Siehe S. 324.
[3]) John Murray, Scott. Geogr. Mag. IV. 1888. p. 345.
[4]) James Geikie, The Great Ice Age. p. 608.
[5]) Blair, The Cold Lakes of New-Zealand. Scott. Geogr. Mag. III. 1887. p. 577.

	Meereshöhe	Areal	Kubikinhalt	Größte Tiefe	Mittlere Tiefe	Mittlerer Böschungswinkel
	m	qkm	cbkm	m	m	
Lac du Bourget [1].	231	44,6	3,620	145	81	—
Lac d'Annecy [1] .	447	27,0	1,123	65	42	—
Genfer See [1] . .	372	582,4	88,92	309	153	—
Neuenburger See [2]	432	220	14,17	153	64	—
Bieler See [2] . . .	433	43,6	1,24	76	28,5	2,5° [9]
Murten See [2] . .	435	27,6	0,60	48	22	2 [9]
Brienzer See [3] . .	566	29,3	5,17	261	176	12 [9]
Thuner See [3] . .	560	48,3	6,50	217	135	7,5 [9]
Vierwaldstätter S. [2]	437	113,9	11,82	214	104	—
Zuger See [2] . . .	417	38,4	3,21	198	84	—
Züricher See [4] . .	409	89,3	3,90	143	44	—
Walen See [2] . .	423	24,2	2,49	151	103	8 [9]
Bodensee [4] . . .	395	538,5	48,44	252	90	3,0
Ammersee [5] . . .	534	46,2	1,740	78	376	—
Starnbergersee [5] .	586	55,9	2,912	114	52	3,5 [9]
Chiemsee [6] . . .	520	68	2,204	73	24,5	—
Attersee [7] . . .	465	46,7	3,934	171	84	6,5
Traunsee [7] . . .	422	25,6	2,302	191	90	6,5
Achensee [5] . . .	929	7,34	0,518	133	71	—
Zellersee i. Pinzgau [8]	750	4,7	0,174	69	37	—
Walchensee [5] . .	803	17,12	1,357	196	79	—
Königsee [5] . . .	601	5,17	0,481	188	93	20,5 [9]
Wolfgangsee [7] . .	539	13,15	0,619	114	47	5,5
Mondsee [7] . . .	474	14,2	0,510	68	36	3
Hallstätter See [7] .	494	8,58	0,557	125	65	8,5

[1]) Delebecque, Atlas des lacs français.

[2]) Eigene unveröffentlichte Kubierung.

[3]) Steck, Die Wassermassen des Thuner und des Brienzer Sees. Jahresber. geogr. Gesellsch. Bern. XI. 1891/92. S. 177.

[4]) Penck, Morphometrie des Bodensees. Jahresber. geogr. Gesellsch. München. XV. 1892/93. S. 119.

[5]) A. Geistbeck, Die Seen der deutschen Alpen. Mitteil. Ver. f. Erdk. Leipzig 1884. S. 203. — Puchstein, Die mittlere Tiefe u. s. w. XII. Ber. d. Ver. d. Geographen. Wien. 1886. S. 18.

[6]) E. Bayberger, Der Chiemsee. Mitteil. Verein f. Erdk. Leipzig. 1888. S. 1 (28).

[7]) Nach den Lotungen von F. Simony berechnet von Joh. Müllner, Atlas der österreichischen Alpenseen. Lief. I. Wien 1894.

[8]) Schjerning, Der Zellersee im Pinzgau. Z. G. f. E. 1893. S. 367.

[9]) Peucker, Mittlerer Böschungswinkel u. s. w. Verhandlgn. d. V. intern. geogr. Kongresses. Bern. 1891. S. 543 (554).

	Meereshöhe	Areal	Kubikinhalt	Größte Tiefe	Mittlere Tiefe	Mittlerer Böschungswinkel
	m	qkm	cbkm	m	m	
Wörtersee [1] . . .	439	21,6	0,809	84	37	—
Ossiachersee [1] . .	494	10,6	0,202	47	19	—
Millstättersee [1] . .	580	13,3	1,227	141	92	—
Weißensee i. Kärnt. [2]	918	6,6	0,222	97	33	9,5°
Benaco (Gardasee) [3]	65	370	49,76	346	135	5,7
Sebino (Iseosee) [4] .	185	62	—	250	—	—
Lario (Comosee) [5] .	199	144,4	22,5	409	156	—
Cerisio (Luganos.) [6]	271	48	—	279	—	—
Verbano (Langens.) [7]	196	212,2	37,3	372	128	—

Die Frage nach dem Ursprung der großen Thalseen ist auf das innigste mit der über die Entstehung der Thäler verknüpft; denn Seen und Thäler sind hier etwas eng Zusammenhängendes. Die gegenseitigen Beziehungen hat man jedoch in zwei Richtungen gesucht, indem man entweder die Seen oder die Thäler als das Primäre ansah. Ersteres nahm man so lange an, als man Aufreißungen und Berstungen bei den Hebungen als Ursache der Thalbildung ansah; die Seewannen erschienen dabei als die ursprünglichen, noch nicht in die Gefällsentwickelung der Flüsse einbezogenen Thalstrecken, während man dort, wo verschiedene Erosionsgebilde vorlagen, dieselben auf die Wirkungen großer Fluten zurückführte. Das sind die Anschauungen Desors[8], die auch Sacco[9] teilt. Erst ein genaues Studium der Bodenver-

[1]) Nach Liebisch, Ludwig und Richter. Vergl. Atlas der österr. Alpenseen. 2. Lief. Wien 1895.

[2]) Grissinger, Untersuchungen über die Tiefen- und Temperaturverhältnisse des Weißensee in Kärnten. P. M. 1892.

[3]) O. Marinelli in Taramelli, Della Storia geologica del Lago di Garda. Atti I. R. Accad. degli Agiati. Rovereto. XI. 1893.

[4]) Annuario statistico italiano. 1887. Topografia e Idrografia.

[5]) Nach einer im geographischen Institute der Wiener Universität von A. E. Forster auf Grund der im Ausland 1865. S. 1237 mitgeteilten Tiefenlotungen ausgeführten Kubierung.

[6]) Nach dem Siegfried-Atlas.

[7]) Olinto Marinelli, Alcune recenti esplorazioni di laghi delle nostre Alpi. Geografia per tutti. 1893. Nr. 12.

[8]) Sur l'origine des lacs Suisses. Arch. bibl. univers. de Genève. 1863. XIX. p. 89.

[9]) On the Origin of the Great Alpine Lakes. Proc. R. Soc. Edinb. XIV. 1887. p. 271.

hältnisse der Thalseen vergewisserte, daß deren Wannen nichts anderes als ungleichsinnig fallende Thalstrecken sind, und führte zu der Annahme, daß sie nur modifizierte Thäler sind. Ball[1]), namentlich aber Rütimeyer[2]), Albert Heim[3]) und A. Wettstein[4]) führten diese Umänderung auf präglaciale Krustenbewegungen zurück und deuteten die Randwannen der Alpen als abgeriegelte Thäler. Allein dem steht das jugendliche Alter der Seen entgegen. Auf die Abriegelung der Seewannen während der Vergletscherung legte Charles Lyell[5]) Gewicht und ihm schloß sich F. A. Forel[6]) für den Genfer See an. A. Heim[7]) verlegte kürzlich die Umwandlung der gleichsinnig fallenden Thalstrecken in ungleichsinnig fallende in die erste Interglacialzeit und schrieb sie einem Rücksinken der Alpen zu. Aber gegen eine allgemeinere Anwendung dieser Anschauung spricht der Umstand, daß zahlreiche Alpenseen auch in unverbogenen Strecken liegen, oder wie der Zürichsee, Bodensee und Ammersee am Orte von flachen Geoantiklinalen, an Stellen also, wo die Krustenbewegung für ihre Entstehung belanglos ist und wo sie sich als bloße Erosionsgebilde offenbaren. Wie sie als solche gedeutet werden können, lehrte Ramsay[8]). Allein wenn man auch zahlreiche Wannen der glacial ausgestalteten Gebirge direkt auf die Gletschererosion zurückführt, so darf man dabei nicht die zahlreichen anderen Ursachen übersehen, welche zur Seenbildung führen. Es heißt Wanne für Wanne zu betrachten, wie dies an anderer Stelle geschehen ist[9]). Ramsays Ansichten beziehen sich nur auf gewisse Seen.

e) Die vertikale Verteilung der Gebirgswannen.

Die mannigfachen Ursachen, welche in den höheren Gebirgen Wannen schaffen, wirken überall, und allenthalben hat sich in den Gebirgen, welche heute selbst

---

[1]) On the Formation of Alpine Valleys and Alpine Lakes. Philos. Mag. IV. 1863. XXV. p. 81.

[2]) Ueber Thal- und Seebildung. Basel 1869. 8°. S. 79.

[3]) Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. I. S. 319. — Die Geschichte des Zürichsees. Neujahrsbl. d. naturf. Gesellsch. Zürich. XCIII. 1891.

[4]) Geologie von Zürich und Umgebung. 1885. S. 59.

[5]) The Antiquity of Man. London 1863. p. 318.

[6]) Le Léman. I. Lausanne 1892. p. 259.

[7]) Die Entstehung der alpinen Randseen. Vierteljahrsschr. d. naturf. Gesellsch. Zürich. XXXIX. 1894.

[8]) Vergl. Bd. I. S. 409. Bd. II. S. 257.

[9]) Penck, Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882. III. Abschnitt. Die Bildung der oberbayerischen Seen.

1000 m unter der Schneegrenze gipfeln, die Vergletscherung der Eiszeit spürbar gemacht. Universell ist daher auch die Verbreitung der Wannen im höheren Gebirge. Paß- und Gehängeseen, sowie hochgelegene Thalwannen trifft man überall. Die tiefer gelegenen Thalwannen der Randseen sind dagegen weit weniger allgemein verbreitet, da sie eben nur in Gebirgen auftreten, die eine namhafte, bis an ihren Fuß reichende Vereisung besessen haben. Sie fehlen daher den Gebirgen wärmerer Zonen, wie z. B. dem Himalaya und den Anden von Peru, Ecuador und Columbien, während sie in gemäßigten Zonen auftreten, die Alpen Europas und Neuseelands zierend und in kalten Zonen sich mit den Gletscherspuren weit über die Umgebung der Gebirge erstrecken, wie z. B. in Skandinavien. Die Grenze, innerhalb welcher sich die Gebirgsseen erstrecken, wechselt also, sie nimmt mit der geographischen Breite zu. In den von lebendigen Flüssen durchströmten Gebirgsthälern vermögen sich Thalseen nicht lange zu halten, nur in den oberen Thalverzweigungen, wo die Flußkraft noch gering ist, haben sie ein längeres Dasein, ebenso sind die Gehänge- und Paßseen ziemlich gegen Zerstörung geschützt. Alle diese verschiedenen Wannen bilden den Komplex der Bergseen, welche sich an einen viel schmaleren Höhengürtel halten, als die Gebirgswannen überhaupt. Bereits Wallmann[1]) hat festgestellt, daß die Seen der Ostalpen besonders häufig in 2000—2500 m Höhe sind, A. Geistbeck[2]) hat die Höhe ihres reichsten Auftretens in den deutschen Alpen, A. Böhm[3]) in den gesamten Ostalpen bestimmt. Böhm teilt überdies auch einschlägige Daten für einige andere Gebirge mit und danach ist folgende Tabelle entworfen:

---

[1]) Die Seen in den Alpen. Jahrb. d. Oesterr. Alpenvereins. IV. 1868. S. 1.

[2]) Die Seen der deutschen Alpen. Mitt. Ver. f. Erdkunde. Leipzig. 1884. S. 246.

[3]) Die Hochseen der Ostalpen. Mitt. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. 1886. S. 625.

Zone des größten Wannenreichtums der Gebirgsländer.

Norwegen	1000—1600 m
Hohe Tatra [1])	1500—2100
Ostalpen, Zentralzone . . .	1700—2800
Graubündner Alpen [2]) . . .	2000—2700
Transsylvanische Alpen . . .	1900—2100
Pyrenäen	1800—2400
Sierra Nevada von Granada .	2900—3200
Himalaya	4000—5000
Sierra Nevada von S Marta .	3900—4000
Anden von Peru	4300—4600
Anden von Chile	1700—3000
Alpen Neuseelands	600—1200

Die seenreiche Zone der Hochgebirge verläuft also ähnlich wie die übrigen Höhenzonen der Gebirge und zwar stets in einiger Entfernung von der Firngrenze. Sie gehört zu den charakteristischen Höhengürteln der Hochgebirge.

Kapitel VII.

Die Gebirge.

1. Allgemeines.

a) Einteilung.

Jene unebenen Strecken Landes mit einem anschaulichen Wechsel der Höhen und Tiefen, welche ringsum gegenüber ihrer tiefer liegenden Umgebung abfallen, werden Gebirge genannt. Dieselben stellen isolierte Aufragungen unebenen Landes dar, welches sich durch einen Fuß von der Umgebung absetzt. Der Gebirgs-

---

[1]) K. Grissinger, Studien zur physischen Geographie der Tatragruppe. XVIII. Bericht d. Ver. d. Geographen. Wien. 1892.

[2]) O. E. Imhof, Die Fortschritte in der Erforschung der Tierwelt der Seen. Verh. d. Schweiz. naturf. Gesellsch. Davos. 1890. S. 175.

abfall ist sohin das Charakteristische und unterscheidet das Gebirge von den Thal- und Wannenlandschaften. Er ist im wesentlichen dadurch entstanden, daß Krustenteile oder Magmapartieen in der Vertikalen verschoben oder bewegt wurden. Nach der Natur des Abfalles ergeben sich verschiedene Typen von Gebirgen: Schichtstufengebirge an Schichtabbrüche, Schwellengebirge an steil gebogene Schichten, Bruchgebirge an große Brüche geknüpft, Faltungsgebirge, deren Abfall durch Falten bestimmt wird, sowie endlich die vulkanischen Gebirge, deren Fuß mit dem vulkanischer Aufschüttungen zusammenfällt.

Ein und dasselbe Gebirge kann nach den verschiedenen Seiten verschiedenartige Abfälle richten, maßgebend für seine Klassifikation erscheint dann in der Regel der längste; derselbe wiederholt sich häufig in Nachbargebirgen und verknüpft orographisch individualisierte Einzelgebirge zu ganzen Gebirgssystemen.

Die Alpen haben beispielsweise einen Faltenabfall im Norden, im Osten und Süden hingegen Verwerfungsabfälle. Der Faltenabfall wiederholt sich in seiner Streichungsrichtung in den benachbarten Karpathen, er kennzeichnet Alpen und Karpathen als zwei Faltungsgebirge ein und desselben Systems.

Die vom Gebirgsabfalle umschlossenen Gebiete sind entweder Thal- oder Wannenlandschaften, höchst selten nur werden sie aus einzelnen isolierten Erhebungen, nämlich einer Summe von Einzelbergen gebildet. Für ihre Gestaltung kommt die Lage und Höhe der Gebirge wesentlich in Betracht. In allen benetzten Ländern erscheinen die Gebirge als Thallandschaften, denn in ihnen vereinigen sich die Grundbedingungen der Thalbildung, das Vorhandensein von Abfällen und von Wasser. Selbst die inmitten von trockenen Gebieten auftretenden höheren Gebirge wirken als Kondensatoren der spärlichen atmosphärischen Feuchtigkeit; inmitten von Wüsten empfangen sie Niederschläge und werden also zu Thallandschaften ausgearbeitet. Die meisten Gebirge tragen daher die Oberflächenbeschaffenheit von Thallandschaften, und zwar beschränkt sich auf sie im allgemeinen die Form des Mittel- und Hochgebirges. Lediglich die niedrigen Ge-

birge trockener Regionen, sowie diejenigen, welche vermöge der Porösität ihres Bodens das auf sie fallende Wasser aufschlucken, bleiben unzerthalt, aber der Wind oder die Wirksamkeit des in sie einsickernden Wassers gestaltet sie oberflächlich in Wannenlandschaften um.

Das Maßgebende für die Entstehung der Gebirge ist das Gegeneinanderwirken exogener und endogener Ursachen. Diese bedingen, daß ein Teil der Landoberfläche seine Umgebung überragt, jene bringen innerhalb dieses Gebietes den lebhaften Wechsel von Höhen und Tiefen hervor, welcher den Eindruck des Gebirgigen hervorruft. Krusten- und Magmabewegungen schaffen den Block, aus welchem die Massentransporte erst das Gebirge herausarbeiten. Daraus, daß sich dieser Block mit einem Fuße gegenüber seiner Umgebung absetzt, geht hervor, daß die in ihm dislozierten Massen größer sind, als die Massentransporte seit seiner Bildung zu bewältigen vermochten. Andererseits lehrt der Umstand, daß die meisten Gebirge als Thallandschaften an den allgemeinen gleichsinnigen Abdachungsverhältnissen der Landoberfläche teilnehmen, daß selbst in den Gebirgen die tektonischen Bewegungen nicht intensiv genug erfolgten, um die unablässig wirkende abböschende Thätigkeit der Gewässer zu hemmen und die Regelmäßigkeit der Abdachung zu zerstören. Hiernach erscheinen die G e b i r g e als solche G e b i e t e , in welchen die K r u s t e n b e w e g u n g intensiver wirkte als die D e n u d a t i o n , in welchen aber die erodierende und akkumulierende T h ä t i g k e i t der Flüsse der K r u s t e n b e w e g u n g sich anzupassen oder entgegenzuarbeiten vermochte. Letztere muß daher allenthalben a l l m ä h l i c h erfolgt sein.

Nun ist die Denudation ein stetig erfolgender Vorgang, welcher im Laufe der Zeit die größten Wirkungen hervorzubringen vermag; er kann, wie das Vorhandensein der Rumpflandschaften lehrt, ganze Gebirge einebnen, also den Gebirgsabfall vernichten. Das Vorhandensein eines solchen erweist daher die r e l a t i v e J u g e n d l i c h k e i t der Krustenbewegungen oder die Permanenz derselben. Hiernach sind die G e b i r g e v e r h ä l t n i s m ä ß i g

jugendliche Gebilde oder Stellen permanenter Krustenbewegungen.

Die hier angenommene Definition des Begriffes Gebirge rührt im wesentlichen von J. Fröbel[1]) her, welcher die Anschaulichkeit des Kontrastes von Höhen und Tiefen als Merkmal aller Gebirgsländer (unserer Thalländer) hinstellte und das Gebirge außerdem durch seine hypsometrische Isolierung charakterisierte. Diese Definition weicht von der oft wiederholten Ritterschen: als einer Summe nach einer gewissen Ordnung, nach gewissen Gesetzen und bestimmter Begrenzung zusammengruppierter Berge[2]) ab; denn wie C. Naumann[3]) betonte, ist eher das Umgekehrte die Regel: die Einzelberge sind sehr häufig aus dem Gebirge herausgearbeitet.

b) Die Höhen und Höhenzonen der Gebirge.

In keinem Faltungs- oder Verwerfungsgebirge wird das gesamte Ausmaß der Dislokationen für die Höhe des Gebirges maßgebend. Kennt man vielfach Verwerfungen von mehreren Kilometern Sprunghöhe, so entspricht diesem doch nicht die Erhebung des Gebirges. Stets ist ein sehr beträchtlicher Teil der dislozierten Massen abgetragen worden und es halten sich die Gebirge, welche verschiedenartige Krustenbewegungen sie auch veranlaßt haben mögen, in ganz bestimmten, ziemlich engen Höhengrenzen. Diese letzteren sind ein Ergebnis des Gegeneinanderarbeitens von Krusten- und Massenbewegungen. In ihnen spiegelt sich zunächst die Intensität der Krustenbewegung, und in dieser Beziehung ist bemerkenswert, daß die höchsten Erhebungen des Landes überhaupt den Faltungsgebirgen angehören, daß ferner sehr zahlreiche Hochgipfel Vulkane sind, während die Schollenländer durchweg geringere Höhen aufweisen. Da nun

---

[1]) Ueber den orographischen Begriff des Gebirges, mit Andeutungen zu einer reinen Hypsographie. Mitt. a. d. Gebiete d. theor. Erdk. I. 1836. S. 469.

[2]) Karl Ritter, Die Erdkunde. I. Teil. Berlin 1817. S. 65. — Friedr. Hoffmann, Physikalische Geographie. Berlin 1837. S. 158. — v. Sonklar, Orographie. Wien 1873. S. 47.

[3]) Lehrbuch der Geognosie. 2. Aufl. I. 1858. S. 312.

allen Arten gebirgserhebender Kräfte die Abtragung gleichmäßig entgegenwirkt, so darf man aus der Höhenabstufung von Falten-, Vulkan- und Schollengebirgen wohl auf eine entsprechende Abstufung der sich bedingenden Arten der Krustenbewegungen schließen. Letztere sind aber weder zeitlich noch räumlich so allgemein verbreitet, wie die Massentransporte. Sie entfalten sich nicht bloß örtlich mit besonderer Intensität, sondern wechseln auch häufig den Schauplatz ihrer Wirkung. Sie erlöschen hier, um dort aufzuleben und werden zeitweilig, wie es scheint, lebhafter als sonst. Sobald nun in irgend einem Gebirge die Krustenbewegung aufhört, so ist es der Abtragung ununterbrochen anheimgegeben und seine Höhe verringert sich mit der Zeit. Dementsprechend erscheinen die Höhen der Gebirge auch als eine Funktion der Zeit, sie mindern sich mit zunehmendem Alter; alte Faltungszonen treten als Mittelgebirge entgegen, während die jüngeren sich meist als Hochgebirge darstellen, es erreichen die thätigen Vulkane die größten Höhen und das Maß der Erhebung ist bei jungen Schollengebirgen relativ am größten. Endlich werden die Höhenverhältnisse der Gebirge durch die Intensität der abtragenden Kräfte beeinflußt und sind um so bedeutender, je weniger sich diese entwickeln.

Drei verschiedene Punkte kommen also für die Beurteilung der Gebirgshöhen in Betracht. Diese nun bekunden eine ausgesprochen zonale Anordnung auf der Erde. Alle Gipfel von über 6000 m Höhe halten sich in dem $^7/_{10}$ der Erdoberfläche messenden Gürtel beiderseits des Aequators bis zum Parallel von 45°; und innerhalb der allerdings nur teilweise gekannten Polarregionen — $^1/_{10}$ der Erdoberfläche — überschreitet kein Gipfel das Niveau von 4000 m. Allein wenn auch sohin die Berge niederer Breiten durchschnittlich höher sind als jene höherer Breiten, so macht sich doch keineswegs eine regelmäßige Abnahme des Gipfelniveaus zwischen Aequator und Polen geltend, vielmehr finden sich gerade die höchsten Berge in einem gewissen Abstande vom Aequator. Alle Höhen von über 8000 m liegen zwischen 27° und

37° N., im Mittel also 32° N., und der höchste bekannte Gipfel der Südhemisphäre, der Aconcagua, liegt unter 32° S. Man kann durch die höchsten Gipfel der Erde ein Niveau legen, das vom Aequator zunächst allmählich bis über die Parallele von 32° hinaus ansteigt und sich dann polwärts senkt.

Genau dasselbe Verhalten wie das Niveau der höchsten Gipfel zeigen jene Höhengrenzen, welche vielfach für die landschaftliche Szenerie der Gebirge sehr maßgebend werden, nämlich die Schnee- und die Baumgrenze. Im einzelnen ziemlich unregelmäßig verlaufend, sich bald erhebend, bald wieder senkend, halten sich dieselben im allgemeinen doch an gewisse Mittellinien, etwa so wie die Kurve des täglichen Ganges der Temperatur um die normale Mitteltemperatur oszilliert. Sieht man von diesen örtlichen Unregelmäßigkeiten ab, so kann man beide Grenzen als die Oberfläche von Sphäroiden auffassen, welche sich in den niederen Breiten am höchsten erheben, in den Polarregionen selbst unter das Meeresniveau einsinken. Dabei erreichen beide ihre größten Höhen nicht unter dem Aequator selbst, sondern beiderseits desselben unter 30—40° N. und 10—20° S., wie folgende Tabelle lehrt, die nach der Höhentafel von Berghaus[1]) und den Untersuchungen von G. Schwarze[2]) entworfen ist.

Das Geschichtliche über die Lage von Schnee- und Baumgrenze hat Friedrich Ratzel[3]) mit zahlreichen Litteraturangaben zusammengestellt und daran eine eingehende Erörterung der Frage geknüpft. Er würdigt in derselben namentlich die lokalen Faktoren, welche die Lage jener Grenzen beeinflussen und den Parallelismus, den sie als rein klimatische Erscheinungen haben sollten, stören.

---

[1]) Höhentafel von 100 Gebirgsgruppen aus allen Erdteilen. Geogr. Jahrb. V. 1874. S. 472.

[2]) Die Firngrenze in Amerika. Wissensch. Veröffentl. d. Ver. f. Erdk. Leipzig. I. 1891.

[3]) Höhengrenzen und Höhengürtel. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. 1889. S. 102.

Tabelle der höchsten Gipfel, der Höhe von Schnee- und Baumgrenze nach den einzelnen Zonen in Metern.

Breite	Höchster Berg	Höchste Schneegrenze	Tiefste Schneegrenze	Höchste Baumgrenze	Tiefste Baumgrenze
90—80° N.	—	—	—	—	—
80—70	Peterm.-Spitz 3480	—	—	—	—
70—60	Eliasberg 5490	Ostnorwegen 1630	Alaska 760	Ostnorwegen 1130	Westnorwegen 360
60—50	Mount Brown 4880	Sibirien 3230	Westnorweg. 1360	Sibirien 2200	Westnorwegen 560
50—40	Chan Tengri 7300	Kaukasus 3810	Mount Baker 1590	Felsengebirge 3350	Dt. Mittelgeb. 1300
40—30	Godw.-Austen 8620	Karakorum **5910**	Taurus 2920	Karakorum **4180**	Nipon 1900
30—20	Gaurisankar **8840**	Himalaya 5300	Burma 3700	Tibet 4040	Tenerife 1920
20—10	Pic v. Orizaba 5580	Popocatepetl 4900	Pic v. Orizaba 4280	Toluca 4100	Habesch 2150
10—0	Cayambe 5840	Tolima 4700	Pan de Azucar 4420	Hochl. v. Quito 3830	Kamerun 2130
0—10° S.	Chimborazo 6250	Chimborazo 5050	Cotopaxi 4510	Ecuador 4100	Java 2840
10—20	Sorata 6550	Sajama 5920	Illimani 4760	Hld. v. Bolivia **4870**	—
20—30	Llullayaco 6170	Atacama ca. **6000**	Osteordillera 4500	2400	
30—40	Aconcagua **6830**	Aconcagua 4480	Villarica 1600	Aconcagua 1900	Villarica 1100
40—50	Mt. Cook 3770	Neuseeland 2380	Kerguelen 300	Neuseeland 1370	—
50—60	Mt. Darwin 2100	Feuerland 1220	Südgeorgien 550	Feuerland 460	—
60—70	Mt. Haddingt. 2150	—	—	— 0	—
70—80	Erebus 3780	—	—	— 0	—
80—90	—	—	—	—	—

Es existiert ein auffälliger Parallelismus der Höhengrenzen und des Niveaus der höchsten Gipfel. Die Ursachen desselben können in zwei Richtungen gesucht werden. Bekanntlich liegt innerhalb hoher Gebirge, z. B. in den Alpen, die Schneegrenze höher als am Rande und es kann die hohe Lage der Schneegrenze auf besonders massenhafte hochgipflige Erhebungen zurückgeführt werden, so daß also mit dem Gipfelniveau die genannten Höhengrenzen emporwachsen. Das mag für die außergewöhnlich hohe Lage der Schneegrenze über Zentralasien allenfalls maßgebend sein, es trifft nicht zu für die hohe Lage der Schneegrenze beiderseits des Wendekreises des Steinbocks in Südamerika, von wo ab, wie G. Schwarze ausführlich darlegte, die Schneegrenze ganz beträchtlich äquatorwärts fällt. Hier finden sich zwar sehr hohe Gipfel, welche mit dem Aconcagua an Höhe wetteifern, aber eine Gebirgserhebung, welche massenhafter als sonst in den Kordilleren wäre, ist nicht vorhanden und die mittlere Höhe der gesamten Zone steht sogar beträchtlich hinter der der Nachbarn zurück (vergl. Bd. I, S. 164). Hier sind es klimatische Einflüsse, speziell die des angrenzenden kalten Meeres, welche die große Höhenlage der Schneegrenze bedingen; gleichwohl ist hier ein gewisser Parallelismus zwischen ihr und dem Niveau der Hochgipfel unverkennbar. Diese Verhältnisse lassen mutmaßen, daß nicht bloß die Erhebungen der Erdkruste für den Verlauf der Höhengrenzen, sondern umgekehrt auch diese für die Entwickelung der Höhenverteilung maßgebend werden. In der That ist die Landoberfläche den intensivsten Zerstörungen oberhalb der Waldgrenze ausgesetzt. Hier fehlt ihr die schützende Bodenbekleidung, hier entfaltet sich die mechanische Verwitterung am stärksten, Wind und Wetter nagen am kräftigsten am Berge, überdies wird er, sobald er in die Schneegrenze aufragt, von den Gletschern abgeschliffen. Hiernach wird das Niveau der höchsten Berggipfel vor allem durch die Denudation bestimmt, es ist das „absolute obere Denudationsniveau", welches gleich der Schnee- und Baumgrenze im wesentlichen von klimati-

schen Faktoren abhängt. Damit steht die Thatsache im Einklange, daß die verschiedensten Strukturtypen der Gebirge, Vulkane, Schollen- und Faltengebirge mit ihren Gipfeln an das absolute obere Denudationsniveau heranragen. Dies geschieht nur dort, wo die Krustenbewegung am intensivsten wirkt, so daß also nicht alle Gebirge sich bis zu jenem Niveau erheben.

Die Thatsache, daß die höchsten Gipfel in niederen Breiten liegen, wurde schon im vorigen Jahrhundert von Bourguet[1]) und Buffon[2]) hervorgehoben, und Guyot[3]) nahm war, daß sie unter den Wendekreisen liegen. Die Erklärungen dieser Erscheinungen setzen entweder eine besondere Intensität der Krustenbewegung in niederen oder eine starke Denudation in höheren Breiten voraus. Ersteres thut W. Mather[4]), er nimmt an, daß die Fliehkraft in den niederen Breiten die Erhebung der Gebirge wesentlich fördere. Allein da die Fliehkraft nur $\frac{1}{289}$ der Schwerkraft ist, so würde sie nur bedingen können, daß die Berge am Aequator um $\frac{1}{289}$ höher als am Pole werden, während sie thatsächlich mehr als doppelt so hoch sind. W. B. Taylor[5]) führt die großen Berghöhen am Aequator auf eine Verlangsamung der Achsendrehung und eine Minderung der Abplattung zurück; das erklärt aber nicht das Auftreten der höchsten Gipfel in einiger Entfernung vom Aequator. Nach O. Volger[6]) steht das Gesetz, „nach welchem die Höhen um so ausgedehnter und die Emporragungen der äußersten Gipfel um so beträchtlicher werden, je mehr man sich von den Angelpunkten entfernt und der Gleicherlinie sich nähert“, in Uebereinstimmung mit demjenigen, nach welchem in den Höhen über der Erdoberfläche die Wärme geregelt ist. Friedrich Mohr[7]) äußert in ähnlichem Sinne, „daß die Gebirge nach den Polen zu bei gleicher angenommener Erhebung durch inneres Wachstum nicht die Höhe der Gebirge in dem warmen Gürtel der Erde erreichen“, weil sie durch Gletscherwirkungen in höheren Breiten mehr als in niederen abgetragen

---

[1]) Lettres philosophiques sur la formation des sels. 1729. p. 194.

[2]) Les époques de la nature. 3me éd. Paris 1790. I. p. 148.

[3]) Grundzüge der vergleichenden physikalischen Erdkunde. Leipzig 1851. S. 33.

[4]) On the Physical Geology of the United States east of the Rocky Mountains. Am. Journ. XLIX. 1845. p. 1.

[5]) On the Crumpling of the Earth's Crust. Am. Journ. (3). XXX. 1885. p. 249, 261.

[6]) Erde und Ewigkeit. 1857. S. 167.

[7]) Geschichte der Erde. 1866. S. 427.

werden. Die Beziehungen zwischen dem Verlaufe des Niveaus der oberen Gipfel und dem der Schneegrenze wurden 1887 hervorgehoben [1]).

Die Schnee- und Baumgrenze scheiden Höhenzonen im Gebirge voneinander, welche sich durch die Art ihrer Bodenbekleidung scharf voneinander trennen.

Waldgebirge sind diejenigen, welche größtenteils von zusammenhängenden Wäldern überzogen werden; diese Wälder geben namentlich Mittelgebirgen vielfach den Namen (Böhmerwald, Schwarzwald, Hardt). Mattengebirge, wohl auch Alpengebirge genannt, sind Gebirgsländer, welche von Matten, Wiesen oder Alpenweiden eingenommen werden. Mancher zusammenhängende Gebirgszug hat seine Benennung hiernach erhalten (Saualpe, Koralpe etc.). Schnee- und Eisgebirge zeichnen sich durch ihre permanente Firn- und Gletscherentwickelung aus. Felsgebirge sind durch ausgedehnte Partieen nackten Gesteins gekennzeichnet, während die Schuttgebirge gleichfalls zwar der Vegetationsdecke entbehren, aber oberflächlich von Gesteinsschutt verhüllt werden.

Diese einzelnen Gebirgslandschaften erscheinen im großen und ganzen als der Ausdruck bestimmter klimatischer Verhältnisse. Da sich nun letztere mit der Erhebung ändern, so kommt es, daß hohe Gebirge, namentlich die Hochgebirge, ihren landschaftlichen Charakter mit der Höhe wechseln. Drei einzelne Abstufungen desselben sind von fast allgemeiner Verbreitung, nämlich das Wald-, Matten- und Schneegebirge, welche durch die Baum- und Schneegrenze voneinander geschieden werden, deren Lage durch das gegenseitige Verhältnis von Niederschlag und Temperatur bestimmt wird. Ist in großen Höhen der Baumwuchs durch niedere Temperaturen unterbunden, so wird ihm in geringen Höhen häufig der Mangel an Regen hinderlich und es wird das Waldgebirge nach unten gelegentlich ebenso scharf wie nach oben durch die untere Baumgrenze

[1]) Penck, Die Höhen der Berge. Humboldt. 1887. S. 53.

umsäumt. Gebirge, welche wegen zu großer Kälte oder zu großer Trockenheit der Pflanzendecke gänzlich entbehren, überkleiden sich mit ihren eigenen Trümmern und erscheinen als Schuttgebirge, die über der oberen und unter der unteren Baumgrenze vorkommen. Das Felsgebirge endlich führt sich nur teilweise auf klimatische Verhältnisse zurück. Meist knüpft es sich direkt an die Sterilität des Bodens und die Unfähigkeit desselben, eine Verwitterungskrume zu bilden, wie z. B. im Kalkgebirge. Oder es entstehen Felsformen auch dort, wo ein Fluß die Thalgehänge untergräbt, so daß dieselben fortwährend einbrechen, wie namentlich im Hochgebirge in der Umrahmung der Sammelbecken von Wildbächen. Die Fortbildung solcher Felswände ist um so mehr begünstigt, je weniger die Vegetation den Boden befestigt, sie werden daher am häufigsten oberhalb der Baumgrenze sowie auch in Wüstengebieten angetroffen.

Die hier unterschiedenen Landschaftsformen der Gebirge sind nicht bloß physiognomisch wichtig, sondern beeinflussen vor allem auch die Umgestaltung derselben. Der Wald schützt den Boden der Gebirgsgehänge vor allen Massentransporten, er befestigt ihn. Gleiches gilt aber in weit geringerem Maße von den Matten und Wiesenflächen. Die rascheste Umgestaltung erfahren die vegetationslosen Schutt- oder Felsgebirge, sowie die Schneegebirge, in welch letzteren zwar die Abspülung aussetzt, aber die glaciale Denudation auf ungeschütztem Boden sich mächtig entfalten kann.

Indem nun Wald-, Matten- und Fels-, sowie endlich Schneegebirge in regelmäßigen Höhenabstufungen übereinander folgen, erweisen sich die tieferen Gebirgspartieen stets als die verhältnismäßig geschützteren, während die höheren sehr ausgiebigen Zerstörungsprozessen ausgesetzt sind.

c) Die Gliederung der Gebirge.

Das gegenseitige Verhältnis von Gebirgserhebung und Gebirgszerstörung, welches das obere Niveau der Gipfel regelt, wird auch in weitem Umfange bestimmend

für die Erscheinungsweise eines irgendwie entstandenen Gebirges. Als Hauptfaktoren der Denudation vermögen die Flüsse ein Gebirge in sehr verschiedenem Maße zu zerschneiden und alle die Umwandlungsphasen einer Thallandschaft werden auch in den Gebirgen angetroffen. Als Glieder einer Entwickelungsreihe treten geschlossene, geöffnete und durchgängige Gebirge unter den Faltungs-, Verwerfungs- und Vulkangebirgen entgegen, so daß man manchmal wohl zweifelhaft sein kann, welcher Typus im gegebenen Falle vorliegt. Im allgemeinen ist der Charakter der Pässe für diese Verhältnisse ebenso maßgebend, wie der der Gipfel für die Charakteristik des Mittel- und Hochgebirges. Je weniger ein Gebirgsland geschartet ist, je weniger tiefe Kammeinsenkungen seine Pässe darstellen, desto mehr ist dasselbe geschlossen. Als je tiefere Einkerbungen die Pässe auftreten, desto mehr nähert sich das Gebirge der Berggruppe. Tiefe Pässe, Thalpässe und niedrige Wallpässe zerlegen das Gebirgsland in einzelne mehr oder weniger individualisierte, d. h. größtenteils von Thalsohlen umzogene Gebirgsgruppen, die meist ihre eigene Kamm- und Höhenentwickelung besitzen. Von den eigentlichen Gebirgen unterscheiden sich diese Gebirgsgruppen durch den Mangel eines Gebirgsabfalles; sie werden ringsum von Thalgehängen umgeben; außerdem ist ihr hypsometrischer Aufbau ein anderer; während in den Gebirgen die Areale der einzelnen Höhenstufen mit der Höhe abnehmen, sind in den Gruppen die Areale der untersten Stufen meist kleiner als die der nächst höheren.

Die Gruppen stehen nicht immer mit der Struktur des Gebirges in Zusammenhang und decken sich keineswegs unbedingt mit den Elementen, aus welchen dasselbe zusammengesetzt worden ist. Je länger ein Gebirge der Abtragung ausgesetzt wird, desto mehr verwischen die Flüsse die Züge seiner ursprünglichen Oberflächengestaltung, desto mehr bestimmen Thäler die Entwickelung seiner Gruppen, die dann die heterogensten Strukturformen einschließen können, sich aber in der Regel

durch eine einheitliche horizontale wie vertikale Gliederung, also einheitliche **Physiognomie** auszeichnen.

Systematische Versuche, geographische Gruppen innerhalb eines Gebirges auszuscheiden, stoßen häufig auf Schwierigkeiten, welche lediglich durch Einführung konventioneller Grenzen gehoben werden können. Letztere haben stets den Tiefenlinien, wenn auch nicht unbedingt den tiefsten Linien des Gebirges zu folgen, sind aber immer so zu ziehen, daß sie möglichst einheitlich gestaltete Erhebungen einschließen. Nach diesem Gesichtspunkte verfuhr A. Böhm[1]. Dagegen schlug C. Diener[2] vor, die Gebirge ausschließlich nach ihren Strukturlinien in Faltungszonen zu gliedern; vom rein geologischen Gesichtspunkte ist gegen ein solches Verfahren gewiß nichts einzuwenden, nur führt dasselbe keineswegs zur Herausschälung morphologischer Einheiten. Aus diesem Grunde ist nicht zu billigen, wenn Diener sein Einteilungsprinzip als ein solches höherer Ordnung gegenüber dem rein morphologischen bezeichnet, das heißt von zwei gleichberechtigten Betrachtungsweisen die eine geographische der andern geologischen subordiniert. Abgesehen von diesen prinzipiellen Bedenken gegenüber Dieners Auffassung lassen sich anderweitige rein geologischer Natur nicht unterdrücken. Während er z. B. verlangt, daß eine den Prinzipien einer wissenschaftlichen Gebirgsgliederung entsprechende Alpeneinteilung das Adulasystem zu den Ostalpen zählt, weist der Erforscher desselben A. Heim[3] nach, daß es ein Ausläufer des von Diener zu den Westalpen gezählten Tessiner Massivs ist; während ferner Diener glaubt, daß die Westalpen sich haarscharf von den Ostalpen absetzen, weist Heim hier ein keilförmiges Ineinanderdringen von Ost- und Westalpen nach (a. a. O. S. 374) und wendet sich mit scharfen Worten gegen Dieners Art der Gebirgsgliederung (S. 316).

d) Orometrie.

Die äußerst wechselnde vertikale Gliederung der einzelnen Gebirge hat Versuche angeregt, numerische Werte zur Charakteristik des Gebirgsreliefs herzuleiten.

---

[1] Einteilung der Ostalpen. Geogr. Abhdlgn. Wien. I. 3. 1887. Vergl. auch: Ueber Gebirgsgruppierung. Verhandl. d. VII. Deutschen Geographentages 1887. S. 152.

[2] Die Gliederung der Alpen. Verhandl. d. IX. Deutsch. Geographentages 1889. S. 46. Vergl. auch: Der Gebirgsbau der Westalpen. Wien 1891.

[3] Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. XXV. 1891. S. 345.

Die sich damit beschäftigende Disziplin nannte v. Sonklar[1]) Orometrie.

Die einschlägigen Versuche gehen auf A. v. Humboldt zurück. Derselbe verglich die mittlere Kamm- und Gipfelhöhe der einzelnen Gebirge untereinander. Er betrachtete[2]) die Gipfel als Aufragungen des Kammes und setzte die Höhe des letzteren im Minimum gleich der mittleren Höhe der hauptsächlichsten Pässe, deren er z. B. für die Pyrenäen 13, für die Alpen 10 in Betracht zog[3]), während er als Gipfelhöhe die des höchsten Gipfels nahm. Natürlich sind die gewonnenen Relativzahlen für das Verhältnis von Kamm- und Gipfelhöhen insoferne unvergleichbar, als eine beliebige Zahl von Pässen der Berechnung zu Grunde gelegt ist, überdies ergibt sich aus deren Höhe wohl eine mittlere Paßhöhe, nicht aber eine mittlere Höhe des Kammes. Houzeau[4]) erweiterte dies Verfahren dahin, daß er aus allen Gipfel- und Sattelpunkten eines Kammes Mittelwerte herleitete. William Hüber[5]) und v. Sonklar[6]) schlugen denselben Weg ein. Letzterer bezeichnete die mittlere Höhe aller Gipfel als mittlere Gipfelhöhe, und entsprechend die mittlere Höhe aller Pässe als mittlere Sattelhöhe, den Unterschied beider Werte nannte er mittlere Schartung des Kammes. Diese mittlere Schartung charakterisiert sehr wohl den mehr oder minder durchbrochenen Charakter eines oder mehrerer Kämme, wenngleich immer ein gewisser Spielraum bei ihrer Ermittlung darin besteht, daß sich schwer eine Abgrenzung der berücksichtigenswerten Gipfel und Pässe gegenüber den außer Betracht zu lassenden sekundären Aufragungen und Einsenkungen des Kammes feststellen läßt, weswegen zwei Beobachter wohl selten denselben Wert der mittleren Schartung für einen Kamm gewinnen, geschweige denn vergleichbare Werte für verschiedene Kämme herleiten werden. Aber zur Charakteristik der gesamten Gebirgsgliederung dient die mittlere Kammschartung nicht, denn nicht alle Pässe sind gleichmäßig eingesenkt. Die Gliederung wird durch

---

[1]) Allgemeine Orographie. Wien 1873. S 175.

[2]) Sur l'élévation des montagnes de l'Inde. Ann. de chimie et de physique. III. 1816. p. 297.

[3]) De quelques phénomènes qu'offrent les Cordillères des Andes de Quito et la partie occidentale de l'Himalaya. Ann. des Sciences nat. IV. 1825. Vergl. auch Poggendorffs Annalen. XIII. p. 522. LVII. p. 411, 415.

[4]) Histoire du sol de l'Europe. Bruxelles 1857.

[5]) Considérations générales sur les Alpes centrales. Bull. Soc. de géogr. (5). XI. 1866. p. 105.

[6]) v. Sonklar wandte diese Benennungen seit 1859 in seinen Monographien verschiedener Alpengruppen an und entwickelte sein System der „Orometrie" in seiner Allgemeinen Orographie. Wien 1873. S. 175—192.

die tiefsten Pässe bedingt, und auf diese hat sich die Aufmerksamkeit zu lenken, wenn man numerische Werte für den Grad der Geschlossenheit oder Oeffnung des Gebirgslandes finden will. Bereits Hüber ermittelte für einzelne Kammpartieen das Höhenverhältnis zwischen dem niedrigsten Sattel und höchsten Gipfel (a. a. O., S. 113), welches in dieser Hinsicht wichtig ist. Besser noch ist die mittlere tiefste Schartung[1]) verwendbar; dieselbe nimmt als Grundlage die Höhe des tiefsten Passes zwischen je zwei von der Hauptscheide nach entgegengesetzten Seiten ausgehenden Thalsystemen. Als Mittel aller Höhen der tiefsten Pässe ergibt sich die mittlere tiefste Paßhöhe, als Mittel aus den Höhen der zwischen diesen Pässen gelegenen höchsten Gipfel die mittlere größte Gipfelhöhe, die Differenz beider mittleren Höhen ist die gesuchte mittlere tiefste Schartung. Je größer dieselbe ist, desto mehr ist im allgemeinen das Gebirge geöffnet. Der gleiche Wert der mittleren tiefsten Schartung kann je nach der Höhe der Thalschlüsse für Wall- oder Schartenpässe gelten. Für die Gebirgsgliederung kommt namentlich die relative Höhe des Passes über dem nächsten Thalpunkte, also die relative Höhe der Oeffnung in Betracht. Je kleiner diese namentlich im Vergleiche zu den relativen Höhen der benachbarten Gipfel ist, desto durchgängiger ist das Gebirge; für die natürliche Wegsamkeit desselben dürfte das Verhältnis zwischen der mittleren relativen Höhe der tiefsten Pässe und der mittleren relativen Höhe der benachbarten höchsten Gipfel bezeichnend sein. Da der ziffermäßige Wert der Schartung noch gar nichts über die Gestalt der Pässe aussagt, hat Peucker[2]) einen mittleren Schartungswinkel zwischen Gipfel und Paß, Waltenberger[3]) einen Schartungskoeffizienten, nämlich die Zahl der Scharten auf 1 km Entfernung, endlich Gsaller[4]) eine mittlere Schartendistanz aufgestellt. Das mittlere Gefälle der Kammlinie dürfte diese Verhältnisse am entsprechendsten ausdrücken.

Die mittlere Höhe aller Kammpunkte ist die mittlere Kammhöhe, welche v. Sonklar ohne weiteres gleich dem Mittel der mittleren Gipfel- und Paßhöhe setzte, was natürlich nur dann zulässig ist, wenn die Abstände von Gipfeln und Kämmen immer gleich sind. Der mittleren Kammhöhe stellte v. Sonklar die mittlere Thalhöhe, d. h. das Mittel aus allen Punkten der linear gedachten Thalsohle, welchen Wert er in ebenso roher Weise, nämlich als Mittel aus einigen gemessenen Thalhöhen, herleitete, wie die mittlere Kammhöhe. Das Mittel aus allen Thalhöhen

---

[1]) Penck, Einteilung und mittlere Kammhöhe der Pyrenäen. Jahresber. d. geogr. Gesellsch. München. 1886. X. S. 58 (67).

[2]) Orometrische Studien im Riesengebirge. Sep.-Abdr. aus dem Wandrer im Riesengebirge. 1888. S. 12.

[3]) Orographie des Wettersteingebirges. Augsburg 1882. S. 46.

[4]) Die Kalkkögel bei Innsbruck. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. XV. 1884. S. 145.

(unter Berücksichtigung der einzelnen Thallängen) ergab ihm das Niveau des Gebirgssockels, was wiederum, wie Peucker[1]) zeigte, nur in der Voraussetzung gilt, daß alle Kämme gleichgroße Flächen decken. Auf dem Sockel dachte sich v. Sonklar die Kämme als liegende dreiseitige Prismen von der mittleren Kammhöhe aufgesetzt, und berechnete aus ihrer Länge (l), sowie aus dem Unterschiede der mittleren Kamm- und Thalhöhe (h) und aus dem Mittel einiger gemessener Böschungswinkel (α) der Kämme das Kammvolumen ($V = l\,h^2 \cot \alpha$). Zum Sockelvolumen addiert, sollte dasselbe das mittlere Gebirgsvolumen ergeben. Auf einige der in diesem rohen Verfahren enthaltenen zahlreichen Fehler machte Ricchieri[2]) aufmerksam, ohne dasselbe durch ein besseres ersetzen zu können[3]). Die Bd. I. S. 73 entwickelten Formeln zur Volumberechnung[4]) lassen die völlige Unabhängigkeit eines Gebirgsvolumens von seiner Kammhöhe deutlich erkennen.

In jüngster Zeit sind die verschiedenen von v. Sonklar vorgeschlagenen Methoden zur Berechnung orometrischer Werte zwar erheblich verschärft worden, wie die Zusammenstellungen von L. Neumann[5]) und namentlich die Erörterungen von Peucker[6]) lehren. Allein wenn auch die Berechnungsmethoden verfeinert worden sind, so hat man sich doch dem Ziele, numerische Werte für den Vergleich der räumlichen Verhältnisse verschiedener Gebirge zu schaffen, nicht sonderlich genähert; die Schwierigkeit liegt nicht in der Gewinnung der Berechnungsmethode, sondern in der Vielgestaltigkeit der Natur. Welche Kämme zur Berechnung der Kammhöhen, welche Thäler zur Berechnung der Wasserscheiden herbeigezogen werden sollen, das ist z. B. eine Frage, welche sehr verschieden behandelt worden ist. Verwertet v. Sonklar ausdrücklich nur die größeren Kämme und Thäler hierzu[7]), so zieht z. B. L. Neumann mit anderen die feinsten Verästelungen der Höhen und Tiefen in Betracht[8]), weswegen die Ergebnisse beider nicht vergleichbar sind, und ähnlich

---

[1]) Beiträge zur orometrischen Methodenlehre. Inaug.-Diss. Breslau 1890. S. 18.

[2]) Sulle formole orometriche proposte dal generale C. Sonklar. Bollet. Soc. geogr. italiana. Nov. 1886.

[3]) Vergl. Nuove formole orometriche. Annuario dell'Istituto Cartographico Italiano. III. u. IV. 1889. p. 93 (117).

[4]) Olinto Marinelli (Volumetria dell' Isola d'Elba. Rivista geografica italiana. I. p. 224. 1894) hat kürzlich an einem Objekte die Verwertbarkeit verschiedener Formeln untersucht.

[5]) Orometrische Studien im Anschluß an die Untersuchung des Kaiserstuhlgebirges. Z. f. wissensch. Geogr. 1888. S. 320 u. 361.

[6]) Beiträge zur orometrischen Methodenlehre. Inaug.-Dissert. Breslau 1890.

[7]) Allgemeine Orographie. Wien 1873. S. 187.

[8]) Orometrie des Schwarzwaldes. Geogr. Abhdl. Wien. I. 2. 1886.

verhält es sich mit allen bisher berechneten Gipfel-, Paß- und Kammhöhen. Es darf bei den verschiedenen Versuchen, orometrische Mittelwerte zu gewinnen, nicht vergessen werden, daß dieselben zu einer räumlichen Vergleichung verschiedener Gebirge dienen sollen; es sind daher Ausdrücke, die unter dem Scheine rein mathematischer Entwickelung meist eine nicht zu beseitigende Willkür in der Ausdehnung des Verfahrens verbergen, unbedingt zu verwerfen, während rohe Verfahren, wie die Entwickelung mittlerer Höhenunterschiede u. s. w. recht gute Ergebnisse liefern.

e) Geschichtliches über Gebirgsbildung.

Die Ansichten über die Entstehung der Gebirge sind auf das innigste mit jenen über die Bildung der Thäler verknüpft, und zwar hat man bald die Gebirge lediglich als eine Folge der Thalbildung, bald umgekehrt die Thäler als eine Konsequenz der Gebirgserhebung angesehen. Im vorigen Jahrhundert betrachtete man die Gebirge vielfach als ursprüngliche Erhabenheiten der Erdkruste, welche von den Wassern modelliert worden seien. Die Ansicht führt sich auf Leibniz[1]) zurück und sie wurde später namentlich von Buffon[2]) weiter ausgebaut. Andere wieder nahmen an, daß die Gebirge erst nach und nach erhoben worden seien, was man sich als einen sehr raschen, plötzlichen Vorgang dachte, bedingt durch die verschiedensten Ursachen, unter welchen Ant. Lazzaro Moro[3]) die vulkanischen Kräfte besonders betonte. Weite Verbreitung gewann eine vermittelnde Lehre, nach welcher die einen Gebirge ursprüngliche Unebenheiten des Erdballes, andere hingegen durch vulkanische Prozesse gebildete Erhebungen darstellen. v. Justi[4]) und vor allem Pallas[5]) haben sich in diesem Sinne geäußert.

---

[1]) Protogaea. Herausgegeben von Scheid. 1749.

[2]) Les époques de la nature. 3me éd. 1790. I. p. 225.

[3]) Dei crostacei e degli altri corpi marini che si trovano su monti. 1740. (Neue Untersuchungen der Veränderungen des Erdbodens. Leipzig 1751, Schlußkapitel).

[4]) Geschichte des Erdkörpers, aus seinen äußerlichen und unterirdischen Beschaffenheiten hergeleitet und erwiesen. Berlin 1771. S. 43.

[5]) Betrachtungen über die Beschaffenheit der Gebirge und die Veränderungen der Erdkugel. St. Petersburg 1778.

John Michell[1]), Hutton und Playfair sahen die Gebirge als gehobene Teile der Erdkruste an: namentlich Playfair[2]) hat ausgeführt, daß der fortwährenden Zerstörung durch die Atmosphärilien unbedingt eine andere Kraft entgegenarbeiten müsse, welche Erwägung auch v. Zach[3]) in ganz ähnlicher Weise aussprach. Die Erhebung der Schichten und die Abtragung derselben hielt aber Playfair im wesentlichen für zwei aufeinanderfolgende Vorgänge und wenn er auch Andeutungen dafür gibt, daß Schichtstöruugen während der Abtragung erfolgten, so zog er doch nicht die daraus sich ergebenden morphologischen Konsequenzen. Klar und deutlich hingegen sprach er aus, daß die Gebirge nur Ruinen der ursprünglichen Erhebung sind.

Von Huttons Anschauungen sind zunächst alle diejenigen heftig angegriffen worden, welche sich auf die Denudation durch Wasser und die Thalbildung beziehen[4]), Anhänger gewannen hingegen seine Ansichten über die Gebirgserhebung und sie wurden zu Anfang des Jahrhunderts die allein herrschenden. Dabei aber blieb man stets geneigt, die Erhebung der Gebirge sich als einen plötzlichen Akt vorzustellen, welcher sich, wie besonders Elie de Beaumont[5]) ausführte, von Zeit zu Zeit wiederholte, und durch welchen nicht bloß die Gebirge erhoben, sondern auch die Thäler aufgerissen worden sein sollten. Einem einzigen Vorgange sollte das Gebirge seine Entstehung als Erhebung und als Summe von Unebenheiten danken.

Diesen Hypothesen über katastrophenartige Entwickelungsphasen des Erdballs trat Lyell in ganz ent-

---

[1]) Philos. Transact. LI. 1760. p. 566.

[2]) Illustrations of the Huttonian theory. § 117.

[3]) Kosmographische Bemerkungen und Vermutungen über die Bildung der Gebirge auf unserer Erdkugel. Zachs monatl. Korresp. z. Beförderung d. Erd- u. Himmelskunde. Juli 1803. VIII. S. 16.

[4]) J. A. Deluc, Traité élémentaire de géologie. Paris 1809.

[5]) Recherches sur quelques-unes des révolutions de la surface du globe. Ann. des sciences naturelles. XVIII. 1829. p. 5. XIX. 1830. p. 5, 90. XXX. 1830. p. 224. Notice sur les systemes de montagnes. 1852. III.

schiedener und nachdrücklicher Weise entgegen. Er lehrte, daß die Krustenbewegung, die er als Wirkung feuriger Ursachen bezeichnete, ebenso wenig plötzlich erfolge wie die Massentransporte, die er als Werke wässeriger Ursachen hinstellte. Beide, feurige und wässerige Ursachen, sollten auf der Erdoberfläche unablässig gegeneinander wirken und so die letztere umgestalten. Die aus diesem Grundsatze sich ergebenden Folgerungen für die Entstehung der Landoberfläche hat aber Lyell nicht selbst gezogen, er betrachtete stets die Entfaltung der feurigen und wässerigen Ursachen getrennt voneinander, da ihm zu schwierig schien, den Effekt von deren vereinter Thätigkeit mit einem Male zu überblicken; überdies lenkte er seine Aufmerksamkeit mehr auf die aufbauenden Vorgänge der Sedimentation als auf die zerstörenden von Erosion und Denudation, auch erfaßte er die tektonischen Vorgänge nicht in ihrer vollen Bedeutung. Einige wenige, allerdings bedeutsame Fingerzeige über das Zusammenwirken von Krusten- und Massenbewegung, welche die erste Auflage seiner Grundzüge der Geologie enthält, z. B. über die Tendenz der Flüsse, ihr Bett beizubehalten, über das Gegeneinanderwirken von Flüssen und Erdbeben, über Thalbildung während der Gebirgserhebung [1]), sind in späteren Auflagen ganz gestrichen oder stark gekürzt worden, und mehr und mehr betonte Lyell [2]), daß die Erdoberfläche ihre Unebenheiten den Wirkungen des Meeres danke. Dies war auch die Anschauung Darwins [3]). Nach ihm erfolgt die Gebirgserhebung so langsam und unmerklich, daß sie sich der Beobachtung entzieht und daß Meeresströmungen auf-

---

[1]) Principles of Geology. 1. Aufl. I. 1830. p. 431; vergl. dagegen 9. Aufl. 1853. p. 488, 493.

[2]) A Manual of Elementary Geology. 3. Aufl. 1851. p. 66.

[3]) On the connexion of certain volcanic phenomena and on the formation of mountain-chains and the effects of continental elevations. Proc. Geolog. Soc. London. VI. 1838. p. 654. Trans. Geolog. Soc. London. V. 1840. p. 601. London and Edinburgh Phil. Mag. XII. 1838. p. 548. Poggendorffs Annalen. LII. 1841. S. 484.

steigende Ketten zu durchsägen vermögen. indem er aber die Ausgestaltung des Landes vorwiegend den Meeresströmungen zuschrieb, gelangte er gleichfalls nicht zu einer richtigen Anschauung über die Entstehung des Gebirgsreliefs.

Wurde nun zwar in der Folgezeit die Erforschung des geologischen Baues der Gebirge mit großem Erfolge fortgesetzt und erwuchsen auch manche Hypothesen und Theorieen über Gebirgsbildung, so faßten dieselben, wie z. B. selbst die wichtigen Untersuchungen von J. Dana, vor allem die innere Struktur der Gebirge, nicht aber deren Oberflächengestalt ins Auge. Ganz selten nur wird zwischen Schichtdislokation und Massentransporten bei der Gebirgsbildung unterschieden, so z. B. von Cotta[1]), welcher den Erhebungsprozess von dem oberflächlichen Zerstörungsprozesse sonderte und aussprach, daß sich die Wirkungen beider in langen Perioden das Gleichgewicht zu halten vermochten. Ueberhaupt wurde das Gegeneinanderwirken von Krustenbewegung und Erosion nur höchst selten berührt; vereinzelt steht in dieser Hinsicht die Aeußerung von F. Römer[2]), daß sich die Flüsse ihr Bett in dem Maße vertieften, als die Hebung des Landes vorschritt, was später auch G. Bischof[3]) untersuchte.

Erst Jukes[4]) gab der Lehre von der Gebirgsbildung einen neuen Impuls, indem er nicht nur auf die große Bedeutung der subaërilen Denudation hinwies, sondern zugleich auch ausführte, daß drei Kräfte auf der Erdoberfläche immer gegeneinander wirken, die Atmosphäre, das Meer und die „inneren“ Kräfte, welche drei er in

---

[1]) Geologische Fragen. 1858. S. 265.

[2]) Die jurasische Weserkette. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. IX. 1857. S. 581 (721).

[3]) Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. 2. Aufl. 1863. Kap. VI.

[4]) Report British Assoc. XXXIInd Meeting. Cambridge. 1862. p. 54. Vergl. auch Powrie, On the Working together of Igneous and Denuding Agencies in the Formation of Scenery. Edinb. Geolog. Soc. I. Part. II. 1868. p. 185.

Zeus, Neptun und Pluto für personifiziert hielt. Gleichzeitig hob Hayden[1]) hervor, daß sich im Quellgebiete des Missouri die Cañons in dem Maße vertieften, als die Gebirgsfalten aufstiegen. Medlicott[2]) entschleierte bald darauf die polygenetische Entstehung des Himalaya und zeigte, wie die neu sich angliedernden Zonen bereits während ihrer Erhebung von Flüssen durchschnitten wurden, welche Anschauung er auch auf die Alpen ausdehnte[3]), worauf Rütimeyer[4]) den Gedanken für das letztere Gebirge aufgriff. Mit besonderer Klarheit hat sodann A. Heim[5]) dargelegt, wie die Alpen ihre jetzige Gestalt zwei Faktoren danken, nämlich den Hebungen, Senkungen und Faltungen des Bodens, welche in gewissen Zeiten stärker gewirkt haben, und den konstant thätigen Prozessen der Erosion, was er später weiter ausführte[6]). Unterdessen unterschieden auch Jos. Le Conte[7]) und Frederik Woll. Hutton[8]) streng zwischen der Gebirgserhebung und „Gebirgsskulptur“, welcher Unterscheidung die meisten amerikanischen Forscher beigetreten sind. So erwuchs in Nordamerika eine wahre Lehre von der Gebirgsbildung, Orologie genannt.

---

[1]) Some Remarks in Regard of the Period of Elevation of those Ranges of the Rocky Mountains, near the Sources of the Missouri River and its Tributaries. Am. Journ. (2). XXXIII. 1862. p. 305.

[2]) On the geological Structure and Relations of the Southern Portion of the Himalaya-Range. Mem. geolog. Survey India. III. 1865.

[3]) The Alps and the Himalaya. Quart. Journ. Geolog. Soc. XIV. 1868. p. 34.

[4]) Ueber Thal- und Seebildung. Basel 1869.

[5]) Blick auf die Geschichte der Alpen. Verhandl. d. schweizer. naturf. Gesellsch. 1870/71. Frauenfeld. S. 155 (173).

[6]) Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878. I.

[7]) On the formation of the features of the Earth surface. Am. Journ. (3). V. 1873. p. 448. § 6. — On the structure and Origin of Mountains. Ebenda. XVI. 1878. p. 95.

[8]) On the Formation of Mountains. Geolog. Mag. X. 1873. p. 166.

2. Die Schichtstufengebirge und die Schwellengebirge.

Geknüpft an den Abbruch einer Schicht, beziehentlich einer Decke vulkanischer Gesteine beschränken sich die Schichtstufengebirge auf die Gebiete, wo die Bildung eines solchen Abbruches als Begrenzung einer größeren unebenen Strecke möglich ist. Dies ist dort der Fall, wo die Landoberfläche eine Folge verschiedener widerstandsfähiger, flach gelagerter Schichten diskordant abschneidet. Die flache Lagerung ist deswegen ein Erfordernis, weil bei steilerem Fallen jene denudierenden Prozesse, die zur Bildung von Schichtabbrüchen führen, Monoklinalrücken, also Teile eines Gebirgslandes ausarbeiten. Jedes Schichtstufengebirge erscheint daher an ein bestimmtes Gestein geknüpft und erreicht eine relative Höhe, die stets nahezu gleich der Mächtigkeit jenes Gesteines bleibt, mit derselben aber gelegentlich auf dem Coloradoplateau sich auf 600—800 m erhebt. Das Gestein selbst gehört in der Regel zu denjenigen, welche vermöge ihrer Porösität der Abspülung trotzen, nämlich Kalkstein, Sandstein oder säulig abgesonderte Eruptivgesteine. Sein Abbruch heißt in England Escarpment, Ed. Sueß nennt denselben Glint[1]), sonst wird er auch häufig als Landstufe bezeichnet. Der schwäbisch-fränkische Jura ist das Muster eines Schichtstufengebirges.

Die Schichtstufengebirge sind längs ihres Abfalls von zahlreichen Schluchten förmlich zerfressen, die nicht selten gegeneinander geöffnet sind, so daß einzelne Berge abgeschnürt werden; da und dort vor der Stufe gelegene, aus gleichem Materiale bestehende Einzelberge sind offenbar nichts anderes, als die mehr isolierten solcher von der Stufe losgeschnürten Erhebungen. Die Schluchten sind meist scharf, gelegentlich sogar amphitheaterähnlich abgeschlossen, so wie es allenthalben bei Steilwänden der Fall ist; sie dringen nicht tief in das Gebirge ein und dasselbe trägt allenthalben auf seiner Höhe plateauartigen

---

[1]) Das Antlitz der Erde. II. 1888. S. 81.

Charakter, wie nach seiner Gesteinszusammensetzung nicht anders zu erwarten ist.

Die vor der Schichtstufe liegenden Einzelberge werden mehrfach als Denudationsberge bezeichnet, so z. B. von Karl Ritter[1]) in Anlehnung an Ainsworth; in Frankreich werden sie témoins genannt in Befolgung eines von Montlosier[2]) zuerst gebrauchten Vergleiches mit den Meßpfeilern (témoins), welche man bei Grabungen stehen läßt, in Nordamerika heißen sie buttes, in der Sahara Gâra (Plur. Gôr, Gûr). Topley[3]) machte darauf aufmerksam, daß diese Zeugenberge häufig sanfte Schichtsynklinalen darstellen, welche Strukturform sie vor der Zerstörung geschützt habe.

Die Schichtstufengebirge sind ein- oder allseitig von Schichtabbrüchen umgeben. Im ersteren Falle dachen sie sich in der dem Schichtabbruche entgegengesetzten Richtung sanft ab, im letzteren Falle besitzen sie ringsum steil abfallende Hochflächen und bilden allseitig abbrechende Schichttafeln mit unbestimmten Wasserscheiden, also isolierte Tafeln. Dagegen sind die einseitig abbrechenden Schichtstufengebirge an wenig geneigte Schichten geknüpft, deren Abbruch die Stufe, deren Oberfläche die sanfte Abdachung bildet. Letztere erscheint als eine geneigte Tafel, die sich allmählich in ihre Umgebung nach der Art eines Schwellengebirges verflacht. Eine bestimmt ausgesprochene Wasserscheide folgt den einseitig abbrechenden Stufengebirgen an der Kante zwischen Abbruch und Abdachung, also asymmetrisch verlaufend. Ist ein großes Schichtsystem flach einfallend gelagert, so bildet jede einzelne mächtigere widerstandsfähige Schicht desselben einen Abbruch und es gibt so viel einzelne Schichtstufengebirge, als widerstandsfähige Schichten vorhanden sind; alle diese Erhebungen folgen dem Schichtstreichen und sind untereinander parallel. Insgesamt bilden sie ein Stufensystem und bauen eine Schichtstufenlandschaft auf. Zahl-

---

[1]) Die Erdkunde. XI. (Asien. VII.) Berlin 1844. S. 729.

[2]) Essai sur la théorie des volcans d'Auvergne. Paris 1802. (Anonym.) p. 118, 139.

[3]) Notes on the Physical Geography of East Yorkshire. Geolog. Mag. III. 1866. p. 435.

reiche Schichtstufensysteme stehen, wie unten gezeigt werden wird, mit Verwerfungen in Beziehung, welche eine mächtige Schichtfolge dislozierten; man kann dann wohl von Systemen von Bruchstufen sprechen. Andere Schichtstufensysteme aber knüpfen sich an sehr flache Schichtsättel und Schichtmulden, welche J. Dana Geoantiklinalen und Geosynklinalen nannte, und man kann dann von Synklinal- und Antiklinalstufensystemen sprechen, welche den morphologischen Ausdruck von Schichtbiegungen darstellen. Liegt eine flache Schichtmulde vor, so setzt sich die Stufenlandschaft aus konzentrisch geordneten Stufengebirgen zusammen, welche nach außen abbrechen, während bei flach sattelförmiger Lagerung die Stufen nach innen abbrechen. Das Pariser Becken ist ein ausgezeichnetes Beispiel der ersteren Anordnung, nämlich eines Systemes von Synklinalstufen: der Weald in Südengland hingegen eines Systemes von Antiklinalstufen, die sich auch im Süden des penninischen Gebirges und in Südwestdeutschland wiederholen. Beide Arten von Stufenlandschaften sind durch eine reiche Thalentwickelung ausgezeichnet, und zwar werden die einzelnen konzentrisch geordneten, an sich nur wenig gegliederten Schichtstufengebirge von Durchbrüchen durchsetzt, die größtenteils kataklinalen, also dem Schichtfalle folgenden Thälern angehören. Bei Synklinalstufensystemen treten die Flüsse von außen in kataklinalen Durchbrüchen in die Stufenlandschaft hinein, um dann aus derselben in einer Folge anaklinaler Durchbrüche wieder aus derselben herauszutreten. Bei Antiklinalstufensystemen entspringen die Flüsse mitten in der Stufenlandschaft und durchbrechen deren einzelne Wälle in nach außen gerichtetem Laufe, dabei kataklinale Durchbrüche durchmessend.

Alle diese einzelnen orographischen Züge teilen die einseitig abbrechenden Stufengebirge mit den Monoklinalkämmen und in der That sind sie genetisch auch nichts anderes als solche im Bereiche flach fallender Schichtsysteme. Ihre Entstehung erfolgte genau ebenso wie oben bereits für das Rostgebirge auseinander gesetzt:

Jede leicht zerstörbare, nicht durch eine feste Bedeckung geschützte Schicht wird so weit abgetragen, bis ihre widerstandsfähigere Unterlage bloßgelegt oder das untere Denudationsniveau erreicht ist; alle schwer zerstörbaren Schichten werden dagegen nur bis zum oberen Denudationsniveau abgetragen; sie erscheinen zwischen beiden Niveaus dort, wo sie unter weicheren Schichten entblößt wurden, mit einer ihrem Schichtfalle entsprechenden Abdachung, sowie einem Steilabbruch auf der Seite, an welcher ihre leicht zerstörbare Unterlage zu Tage geht und auf welcher sie durch rasche Abtragung derselben untergraben wurden.

Das Rückschreiten der Landstufen erfolgt entsprechend der Abtragung ihrer Unterlage, daher immer langsamer als die Entfernung ihrer Trümmer durch subaërile Transporte. Es geschieht daher äußerst ungleichmäßig, bald rascher, bald langsamer. Hört die Abtragung der Unterlage auf, so wird der Steilrand fixiert, und allmählich durch die an ihm wirkende Denudation angegriffen: es überwachsen ihn zunächst seine eigenen Trümmer, unter welchen er einen Fußkegel bildet (Bd. II. S. 177) und dann werden Trümmer und Fußkegel allmählich eingeebnet. Fortdauerndes Rückschreiten der Stufe äußert sich in der anhaltenden Neigung zur Wandbildung, welche durch Bergschlipfe, wie z. B. an der Rauhen Alb, oder durch bloßen Abbruch, wie z. B. auf dem Coloradoplateau erfolgt; große Trümmer oder ausgedehnte Schutthalden begleiten den Fuß des in Fortbildung begriffenen Stufengebirges. Dasselbe ist im Erlöschen begriffen, wenn am Steilrande Wände fehlen, wie dies größtenteils bei den englischen Escarpments der Fall ist, die nur noch als Fußkegel erscheinen.

Wie langsam das Rückwärtsschreiten der Stufen erfolgt, zeigt der fränkische Jura, welcher der großen südwestdeutschen sattelförmig angeordneten Stufenlandschaft angehört. 8 bezw. 14 km von dessen Fuße entfernt liegen auf seiner Keuperunterlage bei Georgsgmünd und Pleinfeld unzweifelhaft mioeäne Ablagerungen [1], woraus erhellt, daß seit der jüngeren Tertiärperiode der Steilrand des Jura nicht einmal um 8 km zurückgewichen sein kann. Und während dieser langen Zeit haben die zahlreichen Bäche, welche, wenn auch nur zeitweilig am Steilabfalle herabrinnen, die Wasserscheide nicht von ihrer Normallage, hart am Rande des Abbruches verschoben.

[1]) Vergl. v. Gümbel, Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Neumarkt (Nr. 15) der geognostischen Karte von Bayern. 1888. S. 38.

Nach Beobachtungen von Dutton[1]) ist das Rückwärtswandern der Landstufen auch von Einfluß auf den Schichtbau; er beobachtete nämlich, daß die vor dem Steilrande liegenden Schichten am Fuße desselben viel steiler als sonst gegen denselben einfallen, weiterhin aber unter dem Stufengebirge wieder flachere Lagerung annehmen. Er erhielt den Eindruck, als ob diese Schichten beim Rückschreiten des Steilrandes infolge ihrer Entlastung gleichsam aufquellten. Barlow[2]) hat an diesen Gedanken weitere Betrachtungen geknüpft; möglicherweise hängt die Synklinalstruktur der Zeugenberge, welche Topley beobachtete, hiermit zusammen.

Die Frage nach der Entstehung der Steilränder ist in geradezu klassischer Weise in England gelegentlich der Untersuchung des Weald erörtert worden. Dieses südlich von London gelegene Hügelland ist, soweit es nicht an den Kanal grenzt (jenseits dessen, unweit Boulogne sich noch eine Fortsetzung von ihm findet), von den Escarpments der North und South Downs umgeben. Geologisch liegt ein in eine Antiklinalsenke verwandelter Schichtsattel vor, um welchen sich die Downs als Stufengebirge vom Typus der Monoklinalkämme erstrecken. Lyell[3]) hatte die Escarpments als Kliffe aufgefaßt, nämlich als Ueberreste von einer alten Steilküste, diese Ansicht behielt Geltung, bis sie zuerst von Greenwood sehr lebhaft angegriffen wurde, welcher entschieden für Bildung der Wealdsenke durch Denudation eintrat[4]) und bis A. C. Ramsay[5]) die Theorie veröffentlichte, daß zunächst der Sattel des Weald durch die Brandung entfernt worden sei, worauf durch Erosion und Denudation das heutige Relief geschaffen worden sei. Le Neve Foster und Topley[6]) arbeiteten diese Theorie weiter aus, und stützten dieselbe durch den Nachweis sehr hoch gelegener aus dem Material der Escarpments bestehender Flußschotter mitten im Wealdbecken, wodurch sie dessen allmähliche Ausräumung erwiesen; Whitaker stellte die Unterschiede zwischen Escarpments (Glintlinien) und Cliffs (Klifflinien) fest[7]). Topley endlich hat in seiner Beschreibung des Weald

---

[1]) Tertiary History of the Grand Cañon District. Washington 1882. p. 47, 70.

[2]) On the Horizontal Movement of Rocks and the Relation of these Movements to the Formation of Dykes and Faults and to Denudation and the Thickening of Strata. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XLIV. 1888. p. 783.

[3]) Principles of Geology. 1. Aufl. III. Kap. XXI, XXII.

[4]) Rain and Rivers. London 1857. p. 53 u. 54.

[5]) Physical Geology and Geography of Great Britain. 1864. 2nd ed. p. 80.

[6]) On the superficial Deposits of the Valley of the Medway with Remarks on the Denudation of the Weald. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. 1865. p. 443.

[7]) Englische Forscher beschränken den Ausdruck Cliff ledig-

die reiche Litteratur über den Gegenstand zusammengestellt [1]) und eine ausgezeichnete Darlegung über die Denudation des Weald gegeben [2]), wobei er namentlich das Rückwärtswandern der Escarpments erörterte.

Alle diese englischen Untersuchungen betrachten für das Zustandekommen des Wealdreliefs eine Abrasion des Schichtsattels durch die Brandungswelle des Eocänmeeres als unerläßliche Vorarbeit, indem durch diese die weicheren Schichten der Wealdmitte entblößt worden sein sollen. Diese Annahme ist nicht unbedingt nötig [3]), denn sobald ein Sattel über das obere Denudationsniveau sich erhebt, wird er entfernt; zudem ist die Aufwölbung des Weald erst nach Ablagerung des Eocäns erfolgt und betraf selbst die pliocänen Schichten. Das Ostende der Wealdlandschaft liegt, wie bereits angedeutet, auf französischem Boden unweit Boulogne; hier schließen sich die beiden Escarpements zusammen. In Nordamerika gab die Erforschung des Coloradoplateaus Veranlassung zur Behandlung des Problems der Schichtstufen, welche von Powell [4]) als Cliffs of Erosion den Cliffs of Displacements (Bruchstufen) gegenübergestellt und von Dutton eingehend geschildert wurden [5]). Beide halten Trockenheit des Klimas für ein Erfordernis der Stufenbildung. Wenn wohl auch zuzugestehen ist, daß sonst nirgendwo so großartige Stufen wie auf dem Coloradotafelland vorkommen, so lehrt doch das Auftreten der europäischen Stufenlandschaften, nämlich in England, Nordfrankreich und Südwestdeutschland, daß auch in niederschlagsreichen Gebieten die Stufenbildung möglich ist. Allerdings hat sich die Aufmerksamkeit erst spät auf die genannten kontinentalen Vorkommnisse gelenkt und namentlich hat die Erörterung in englischer Sprache nur wenig Widerhall auf dem Festlande gefunden; noch 1882 behauptete E. Tietze [6]),

---

lich auf Steilküstenabfälle, die wir später auch Kliffe nennen werden; amerikanische Geologen hingegen nennen jeden Steilrand Cliff und sprechen von Cliffs of Denudation entsprechend den Escarpments der Engländer.

[1]) On subaërial Denudation and on Cliffs and Escarpments of the Chalk. Geolog. Mag. IV. 1867. p. 447, 483.

[2]) The Geology of the Weald. Mem. Geolog. Survey of England and Wales. 1875. p. 18—29.

[3]) Vergl. Penck, Großbritanniens Oberfläche. Deutsche Geogr. Blätter. 1883. S. 289 (314). — E. de Margerie et de la Noë, Les formes du terrain. 1888. p. 135, Note.

[4]) Exploration of the Colorado River of the West. 1875. p. 182. — Erster Bericht: Am. Journ. of Science. (3). V. 1873. p. 456.

[5]) Tertiary History of the Grand Cañon District. Washington 1882. p. 45, 62, 200, 249.

[6]) Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Lemberg. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien. XXXII. 1882. S. 7 (100—104).

daß das diskutierte Problem die Geologen wenig beschäftigt habe und bezweifelt, daß man schon im stande sei, die allgemeinen Gesetze, welche hier zu Grunde liegen, aufzudecken. Die neueren Arbeiten von Hettner[1]) und de la Noë und E. de Margerie[2]) machen sich hingegen die reiche englische Litteratur zu nutze.

Sind die Schichtstufengebirge in ihrer gegenwärtigen Erscheinung zwar lediglich und ausschließlich das Produkt der Ausarbeitung durch Erosion und Denudation, so muß doch ihre Anlage auf Bewegungen der Erdkruste zurückgeführt werden; dieselben bildeten die flachen Syn- und Antiklinalen, an welche die einseitig abfallenden Stufen geknüpft sind, und brachten Schichtkomplexe in eine solche Lage, daß sie allseitig von der Denudation angegriffen werden konnten.

Ebenso wie die Monoklinalkämme vielfach zusammentreten, vereinigen sich auch zwei zusammengehörige Schichtstufengebirge nicht selten zu einem Ganzen. Wenden sie ihren Steilabfall voneinander ab, was bei den Antiklinalstufen der Fall ist, so verschmelzen sie zu einer in der Mitte sanft eingesenkten Tafel; so vereinigen sich Hainich und Hainleite in Thüringen zur Tafel des Eichsfeldes[3]). Sind hingegen ihre Abfälle einander zugewandt, so verschwinden sie bei ihrer Vereinigung und beide Gebirge verwachsen zu einer beiderseits sanft abfallenden Erhebung, zu einer Schwelle. So treten auf französischem Boden die Fortsetzungen der den Wealden begrenzenden North und South Downs zur Schwelle des Artois, dem Typus des Schwellengebirges, zusammen.

Die Schwellengebirge stehen also in innigster Beziehung zu den Schichtstufengebirgen, sie gehen durch Vereinigung von solchen hervor, bilden aber manchmal auch den Kern von antiklinalen Stufenlandschaften, wie

[1]) Gebirgsbau und Oberflächengestaltung der sächsischen Schweiz. Forsch. z. deutschen Landes- u. Volkskunde. II. 4. Stuttgart 1887.

[2]) Les formes du terrain. Paris 1888. p. 20—134.

[3]) Penck, Das Deutsche Reich. 1887. S. 299.

z. B. in Nordengland, dessen Landstufen das penninische Schwellengebirge umranden[1], oder in den Black Hills von Dakota. Ihre Physiognomie ist je nach ihrer Gesteinsbeschaffenheit eine äußerst wechselnde, in allen Fällen aber zeichnen sie sich durch eine Unsicherheit ihrer Begrenzung aus und der gebirgige Charakter kommt bei ihnen dadurch zur Geltung, daß ihre Höhen insgesamt eine flache Wölbung nach aufwärts beschreiben, während ihre Thäler flach abwärts gekrümmte Sohlen besitzen. In der Mitte und am Rande der Schwelle ist daher ihre Unebenheit am geringsten.

Dieser normale Oberflächencharakter des Schwellengebirges ist vielfach durch die Erosion zerstört, indem diese die Aufwölbung der Schichten gänzlich zerschnitt, so daß eine ausgearbeitete Berggruppe vorliegt, wie z. B. im penninischen Gebirge England, oder es ist auch die Schwelle zur Hälfte unverletzt geblieben, wie z. B. die der Black Hills[2]) von Dakota oder die Zuñischwelle[3]). Weitere Komplikationen ergeben sich dort, wo keine flache Aufwölbung der Schichten vorliegt, sondern diese an den Rändern der Schwelle stark gebogen, in der Mitte aber horizontal liegen geblieben sind, so daß die Geoantiklinale sich einem von Flexuren einseitig begrenzten oder rings umschlossenen Gebiete nähert. Dann kommt in der Regel ein deutlicher Fuß des Schwellengebirges zur Entwickelung, die steiler aufgerichteten Schichten aber werden häufig durch die Erosion entfernt und die Schwelle in eine T a f e l m i t s a n f t a u f g e w ö l b t e r M i t t e verwandelt. Wenn aber an den Rändern sich wirkliche Flexuren entwickeln, welche in der Regel in Verwerfungen übergehen, dann wird das Schwellengebirge zu einem Bruchgebirge. Dies gilt z. B. vom Uintagebirge auf dem

---

[1]) A. C. Ramsay, The Physical Geology and Geography of Great Britain. 5. Aufl. 1878. p. 325.

[2]) Newton and Jenny, Rep. on the Geology of the Black Hills of Dakota. U. S. geogr. and geolog. Survey of the Rocky Mountain Region. 1880.

[3]) C. E. Dutton, Mount Taylor and the Zuñi Plateau. VIth Ann. Rep. U. S. geolog. Survey. 1884/85. p. 113.

Coloradotafelland[1]). Es bietet sich daher bei Betrachtung der Bruchgebirge Veranlassung, auf die Schwellengebirge zurückzukommen. (Vergl. S. 366.)

Die Schwellengebirge sind ein noch wenig gewürdigter Gebirgstypus. Die Erforschung der Plateaugebiete des westlichen Nordamerika machte mit mehreren „Plateaus" oder „Schwellen" daselbst bekannt, welche Dutton aufzählt und deren Verschiedenheit von den Faltungsgebirgen er hervorhebt, betonend, daß bei denselben nie Aufschiebungen vorkommen. Durch Verfolgung der Denudationsreihe dieser Schwellen sucht er ferner zu zeigen, daß in denselben stets ein Granitkern vorkommt.

3. Die Bruchgebirge.

a) Zerbrochene Gebirge.

Die Bruchgebirge umfassen zwei grundverschiedene Typen von Erhebungen: einerseits solche Gebirge, welche erst nachdem sie ihre Ausgestaltung erhalten haben, ringsum durch Verwerfungen aus ihrer Umgebung gleichsam herausgeschält worden sind und die man deswegen als zerbrochene Gebirge bezeichnen könnte; andererseits die Gebirge, welche Teile der Erdoberfläche darstellen, die erst nachdem sie durch die Krustenbewegung in ihre gegenwärtige Lage gebracht worden waren, in Gebirgsländer umgestaltet wurden. Dabei äußerte sich die Krustenbewegung außer in der Bildung von Brüchen, längs welcher einzelne Komplexe gegeneinander verschoben wurden, zwar meist auch in Verbiegungen, aber die ersteren schaffen die auffälligeren Gebirgsabfälle. Man kann daher von einem Schollengebirge reden.

Die zerbrochenen Gebirge sind Trümmer ehedem fortlaufender Gebirgsländer, welche von Verwerfungen in einzelne Felder zerlegt wurden; manche dieser Felder behielten ihre Position bei und blieben als Gebirgsländer bestehen, andere sanken rasch zur Tiefe, wurden all-

[1]) Report on the Geology of the Eastern portion of the Uinta Mountains. U. S. geogr. and geolog. Survey of the Rocky Mountain Region. 1876. Vergl. Am. Journ. of Science. (3) XII. 1876. p. 414.

mählich von ihren höheren Nachbarn her verschüttet und eingeebnet. Es stellen die zerbrochenen Gebirge die zwischen Senkungsfeldern stehen gebliebenen Horste von Faltungsgebirgen dar und sind daher gemeinhin durch Ebenen voneinander getrennt. Die sie umgrenzenden Verwerfungen stehen nicht selten mit ihrem Schichtbau in Beziehung, folgen dem Schichtstreichen und verlaufen senkrecht dazu, Blatt- und Wechselverwerfungen darstellend. Dabei kann es sich leicht ereignen, daß das von solchen Verwerfungen umgrenzte Gebirgsstück die Längserstreckung durch die Blattverwerfungen aufgedrückt erhält und also quer zur Streichungsrichtung seiner Schichten gestreckt erscheint (thessalischer Olymp). In anderen Fällen stehen jedoch die umgrenzenden Verwerfungen in keiner Beziehung zum Schichtbau des Gebirges und schneiden denselben schräg ab. Das ist die plagioklinale Struktur[1]).

Die Oberflächengestaltung des zerbrochenen Gebirges wird sehr wesentlich durch die Art seiner Umgrenzung beeinflußt. Sein ursprüngliches Relief ist verloren: durch Senkung des umgebenden Landes wurde rasch das untere Denudationsniveau tiefer gelegt, die Thäler vertieften sich und zwar diejenigen am raschesten, welche sich am direktesten nach den Senkungsfeldern richten, neue Thäler schnitten ein; entsprechend schritt die Denudation der Gehänge vor und schließlich kam im Laufe der Zeiten ein Relief zu Tage, wie es das Gebirge erhalten haben würde, wenn es von vornherein eine isolierte Erhebung gebildet hätte; stockförmige Gliederung entwickelte sich dort, wo der Abfall annähernd gleich weit von der Mitte der Erhebung absteht, eine gestreckte Erhebung nahm fiederförmige Gliederung an und wenn die Hauptrichtung ihrer Erstreckung quer zum Streichen verläuft, so erfolgt gleiches mit ihrem Hauptkamme.

Zerbrochene Gebirge zeichnen namentlich manche Teile Südosteuropas aus. Die aus dem pannonischen Tieflande aufragenden

---

[1]) C. Callaway, The Precambrian Rocks of Shropshire. Quart. Journ. Geolog. Soc. XXXV. 1879. p. 643.

Einzelgebirge, der Bakony Wald, die Slema bei Agram, die Fruška Gora sind hier zu nennen. Vor allem aber treten sie in den ägäischen Küstenländern entgegen. Der thessalische Olymp und das Ossagebirge sind zerbrochene Gebirge, deren Kamm senkrecht zum Streichen ihrer Schichten verläuft, dasselbe gilt von der Athoshalbinsel. „Im ganzen thessalischen Küstengebirge, im größten Teile von Euböa, im südöstlichen Attika, auf Samothrake lassen sich zwei verschiedene aufeinanderfolgende Perioden der Gebirgsbildung nachweisen; die ältere derselben bringt eine Faltung der Schichten in einer der Hauptsache nach von NO nach SW oder von O nach W verlaufenden Richtung hervor, die jüngere äußert sich in der Bildung einer Reihe großer Brüche, welche von NNW nach SSO oder von NW nach SO gehen, mithin jene erste Direktion ungefähr unter einem rechten Winkel kreuzen und aus der schon früher gefalteten Schichtmasse eine Anzahl Ketten herausschneiden, in welchen das Streichen der Schichten und jenes der Haupterhebungsrichtung nicht parallel sind.“ Also schildert M. Neumayr[1]) diese Verhältnisse und führt dann weiterhin aus, daß die ganze Gruppe der Kykladen zerbrochene Gebirge darstellt. Ganz ähnlich lautet die Charakteristik, welche Clarence King von den Krustenbewegungen des Great Basin gibt; er unterscheidet eine Bewegung durch Tangentialdruck und eine spätere vertikal dazu erfolgende[2]).

Die zerbrochenen Gebirge treten teils als Mittel-, teils als Hochgebirge (thessalischer Olymp), selten vereinzelt, sondern meist gesellig auf und ordnen sich durch die Streichungsrichtung ihrer Schichten in bestimmte Systeme, welche echten Faltungsgebirgen entsprechen, die ihrerseits vermöge ihrer Zertrümmerung aufgehört haben ein einziges Gebirge zu bilden. So erscheinen z. B. die erwähnten Gebirge der pannonischen Niederung als Ausläufer der Alpen, die Antillen bilden die Trümmer einer Cordillera der Antillen[3]); weitere Systeme von zerbrochenen Gebirgen beschreibt Sueß aus dem malayischen Archipel[4]).

---

[1]) Ueberblick über die geologischen Verhältnisse eines Teiles der ägäischen Küstenländer. Denkschr. k. Akademie Wien. Math.-naturw. Kl. XL. 1880. S. 379 (389).

[2]) United States geological Exploration of the 40th Parallel. I. Washington 1878. p. 744.

[3]) Sueß, Das Antlitz der Erde. I. 1885. S. 707.

[4]) Ebenda. S. 647.

b) Das Schollengebirge.

Die Form der Schollengebirge wird in erster Linie durch das Auftreten der Verwerfungen bestimmt. Sind dieselben so angeordnet, daß sie eine Schichtfläche in zwei gegeneinander verschobene Partieen zerlegen, so hat man es mit einem einzigen Abfalle, nämlich einer Bruchstufe, zu thun, welche das Bruchstufen- oder Keilschollengebirge[1]) auszeichnet. Dasselbe setzt sich nur in einer Richtung längs eines deutlich ausgesprochenen Fußes von seiner Umgebung ab, während es mit der letzteren in entgegengesetzter Richtung durch eine allmähliche Abdachung verwachsen ist. Es gleicht in dieser Hinsicht den einfachen Schichtstufen, und ebenso wie bei letzteren ist die Abdachung ihrer Stufenfläche durch eine Aufbiegung der Erdkruste bedingt. Sind hingegen die Verwerfungen derart angeordnet, daß sie das Gebirge ringsum oder wenigstens auf zwei entgegengesetzten Seiten begrenzen, dann entsteht ein größtenteils deutlich von seiner Umgebung abgesetztes Plattschollen- oder Horstgebirge. Die gewöhnlichen Keil- und Plattschollen zeichnen sich in der Regel durch beträchtliche Größe und bei vorwaltender Längenerstreckung doch durch namhafte Breite aus. Ihre unterscheidenden Merkmale verwischen sich aber größtenteils, wenn sie lang und schmal werden und gesellig auftreten. Dann hat man es mit einem Langschollengebirge zu thun.

Diese drei Typen des Schollengebirges sind weit verbreitet, am allgemeinsten wahrscheinlich der des Bruchstufengebirges, welche auch als zerbrochene Schwellengebirge gelten können. Auf deutschem Boden werden sie durch das Erzgebirge am reinsten repräsentiert, ferner durch Schwarzwald und Wasgau, welche zusammengenommen ein Schwellengebirge im Kerne der südwestdeutsch-lothringischen Stufenlandschaft darstellen, das durch den Einbruch des Grabens der oberrheinischen

---

[1]) v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 655.

Tiefebene in zwei Bruchstufen getrennt worden ist. Auch die Cevennen gehören hierher. Die Beziehungen dieser Bruchstufengebirge zum Verbiegungslande erhellen nicht bloß aus ihrer sanften durch Verbiegung entstandenen Abdachungsfläche, sondern auch daraus, daß der sie begrenzende Bruch manchmal in eine Flexur übergeht, wie dies namentlich deutlich an der californischen Sierra Nevada [1]) und am Erzgebirge zu sehen ist. Der östliche Teil desselben ist als ein Flexurgebirge zu bezeichnen, er wird allseitig durch verbogene Schichten, die lediglich auf der Abfallseite stärker gekrümmt sind, begrenzt. Solche Flexurgebirge sind auf das innigste mit den Schwellengebirgen verwandt und gehen meist in solche über. Nicht häufig sind die reinen Horstgebirge; denn nur selten wird eine Scholle ringsum durch Verwerfungen begrenzt, ohne irgendwie durch eine Verbiegung ihres Körpers in ununterbrochenem Zusammenhang mit der Nachbarschaft zu stehen. Der Harz kann noch am ehesten als Horstgebirge gelten.

Schwarzwald und Wasgau sind mehrfach als Horste angesprochen worden [2]), aber beide Gebirge sind nicht Pfeiler, die ringsum von Sprüngen begrenzt sind. Brüche begleiten nur ihre zugewandte, rheinische Seite. Diejenigen, welche man auf der Ostseite des Schwarzwaldes nachzuweisen vermeint [3]), beruhen auf fehlerhaften Beobachtungen [4]). Die Schichten sinken hier mit sanftem kontinuierlichem Falle ostwärts ein und nehmen in dieser Richtung an Mächtigkeit zu [5]).

---

[1]) LeConte, On the Structure and Origin of Mountains. Am. Journ. (3). XVI. 1878. p. 95.

[2]) Sueß, Das Antlitz der Erde. I. 1885. S. 257, 264. — Penck, Das Deutsche Reich. 1887. S. 232. — Lepsius, Geologie von Deutschland. I. (Handbücher zur deutschen Landes- und Volkskunde. I. 1.) Stuttgart 1887—1892. S. 444 und Profiltafel.

[3]) O. Fraas, Die geognostische Profilierung der württembergischen Eisenbahnlinien. II. Lief. Stuttgart 1884. S. 14 und Profil der oberen Neckarbahn.

[4]) H. Eck, Bemerkungen über geognostische Profile längs württembergischer Eisenbahnen. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1891. S. 244 (248).

[5]) Regelmann, Trigonometrische Höhenbestimmungen und Notizen über den Gebirgsbau f. d. Atlasblätter Fridingen u. s. w. Württemb. Jahrb. 1877.

Die Langschollengebirge zeichnen sich durch rostförmige Gliederung und lange Erstreckung aus. Erstere knüpft sich aber nicht bloß an das Auftreten widerstandsfähiger Schichtglieder, sondern Rücken und Thalzüge bestehen vielfach aus demselben Materiale. Die Rücken sind dann entweder schmale Horste oder langgedehnte schmale Bruchstufen, die ihren Abfall bald nach derselben Richtung kehren, entsprechend der Monoklinalschollenstruktur, bald ihre Steilseite paarweise voneinander abwenden. Dann liegen muldenähnlich struierte Partieen zwischen ihnen und die Gebirgsstruktur wird jener der Faltungsgebirge ähnlich. Der Zug der Sudeten in Mitteleuropa und jener der kastilischen Scheidegebirge sind zwei Beispiele solcher Schollengebirge mit rostförmiger Gliederung.

Die Ausgestaltung der Schollengebirge hängt von der Entfaltung von Erosion und Denudation an dem dislozierten, ursprünglich oberflächlich ebenen Schichtblocke ab; dabei kommt wesentlich in Betracht, ob derselbe lediglich aus horizontalen oder flach geneigten Schichten aufgebaut wird, oder ob derselbe aus bereits einmal dislozierten und später wieder eingeebneten Schichten zusammengesetzt wird, die ihrerseits einheitlich als eine zusammenhängende Masse durch die Verwerfung bewegt worden sind. Diese Fälle stellen meistens nur graduelle Verschiedenheiten dar. Denn wo auch immer mächtige, horizontal gelagerte Sedimente erschlossen sind, zeigt sich, daß dieselben auf bereits dislozierten älteren Schichten ungleichmäßig aufruhen, die häufig der archäischen Gruppe angehören und gleichsam ein Grundgebirge unter dem Deckgebirge der Sedimente bilden. Hiernach kann man zwischen Deck- und Grundschollengebirge unterscheiden. Die Deckschollengebirge nehmen mehr oder weniger die Gestaltung eines Tafellandes, die Grundschollengebirge die eines Gebirgslandes an.

Als Deckschollengebirge können nicht allein mächtige Sedimentmassen auftreten, sondern gelegentlich auch Decken von Eruptivgesteinen; dieselben verhalten sich gegenüber dem Dislokationsprozeß ebenso passiv, wie irgend welche andere Schicht.

Viel häufiger ist das Auftreten von Massengesteinen im Grundschollengebirge, welche weniger den Erguß- als den Tiefengesteinen angehören. Meist, aber keineswegs immer, ist jenes von großen Granitstöcken durchsetzt. In diesen Granitmassen hat man häufig das Agens, welches das Grundschollengebirge hob, erblickt, so z. B. B. Cotta[1]), welcher sich kein Schollengebirge ohne Granite dachte. Aber sehr ausgedehnte Grundschollengebirge, wie z. B. das rheinische Schiefergebirge enthalten so gut wie keinen Granit. Dagegen macht Cl. E. Dutton[2]) geltend, daß die Abtragung der Gebirge nicht immer bis zum granitischen Kerne vorgeschritten sei, und führt auf die Intrusion derselben neuerlich die Erhebung der Schollen bezw. Schwellen zurück. Pallas[3]) unterschied zuerst die Granitgebirge als solche erster Ordnung von den aus Kalkschichten aufgebauten, also dem Deckgebirge entsprechenden Gebirgen zweiter Ordnung.

Das Deckschollengebirge wird im allgemeinen von den Regeln beherrscht, welche die Oberflächengestalt ausgearbeiteter Landschaften bestimmen. Die widerstandsfähigsten Gesteine bilden die Erhebungen. Der Gebirgsabfall knüpft sich solange an die Verwerfung, als diese verschieden widerstandsfähige Schichten trennt, das schwerst zerstörbare Gestein, gleichviel ob dasselbe den gehobenen oder gesenkten Flügel der Verwerfung darstellt, bildet immer die Erhebung. Da viele Sedimentgesteine wegen ihrer Permeabilität schwer zerstörbar sind, so bestehen die Deckschollengebirge meist aus denselben Materialien wie die Stufengebirge, und tragen bei flach geneigter Schichtlagerung gleichfalls einen tafellandähnlichen Charakter aus den S. 144 auseinandergesetzten Gründen. Ihr Abfall ist zwar gewöhnlich reich gegliedert, die Abdachung der Bruchstufen und die Höhe der Horste erscheinen aber als geneigte oder horizontale, wenig zerteilte Tafelflächen. Die Bruchstufen tragen an der oberen Kante ihres Steilabfalles, der Schollenkante, die größten Erhebungen; bei den Horsten sind letztere unregelmäßig verteilt, halten sich aber oft auch an die obere Kante des Steilabfalles und umringen dann eine

[1]) Der innere Bau der Gebirge. Freiberg 1851. S. 21, 75.

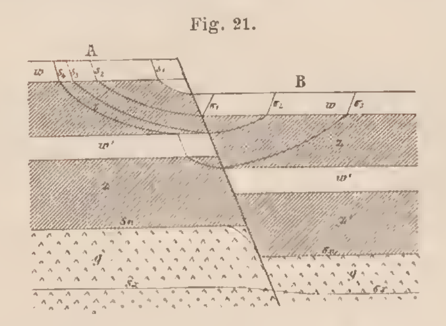
[2]) Mount Taylor and the Zuñi Plateau. VIth Ann. Report U. S. geolog. Survey. 1884/85. p. 113 (195).

[3]) Betrachtungen über die Beschaffenheit der Gebirge. Petersburg 1778. S. 6.

flache Senke. Die Höhen selbst variieren wenig, was durch die Entstehung des Gebirges aus einer Scholle hinreichend erklärt ist. Alle diese bestimmenden Eigentümlichkeiten ihrer morphographischen Erscheinung sind bereits von den Schichtstufengebirgen erwähnt: es gleichen die Keilschollengebirge den einseitig abfallenden Landstufen, die Plattschollengebirge den allseitig abfallenden Tafeln. Der Uebergang zwischen beiden Typen ist vollzogen, sobald sich der Abfall des Stufengebirges von der Verwerfung entfernt, und das kann sehr leicht vorkommen.

Es sei ein mächtiges, aus verschieden widerstandsfähigen Schichten bestehendes System derart verworfen worden, daß unter

Fig. 21.



Uebergänge von Bruchstufen in Schichtstufen.

der widerstandsfähigen Schicht w (Fig. 21) die leicht zerstörbare z zu Tage gebracht ist. Man hat dann an der Bruchfläche die Bedingungen zur Wandbildung durch Denudation. Durch Zerstörung von z wird w untergraben, bricht ein und es entsteht eine rückwärts schreitende Landstufe s_1, die nicht mehr an die Verwerfung geknüpft ist. Das bei A entstandene Schollengebirge geht in ein Stufengebirge über, das „cliff of displacement“ (Powell) verwandelt sich in ein „cliff of erosion“ und die Verwerfung hört auf, einen Gebirgsabfall zu bezeichnen. Ermöglicht die Lage des unteren Denudationsniveaus die weitere Abtragung, so rückt die Stufe weiter und weiter zurück, nach s_2 etc., während zugleich auch der gesenkte Teil von w unter B zunächst längs der Verwerfung bloßgelegt und dann, sobald z unter ihm erschlossen ist, in die rückwärts wandernde Stufe σ_1, σ_2 verwandelt wird. Endlich wird unter A eine zweite widerstandsfähige Schicht erschlossen, es wiederholt sich nunmehr der geschilderte Vorgang von neuem, bis endlich zunächst unter A das Grundgebirge g angetroffen wird.

Es bildet eine Zeit lang ein Grundhorstgebirge (*sn*), bis auch unter *B* das Grundgebirge bloßgelegt ist. Die Verwerfung bezeichnet nun einen Abfall desselben, der allmählich, wenn das Grundgebirge eine einheitliche Masse darstellt, verschwindet (*sx*). Die fortschreitende Abtragung eines verworfenen Schollenlandes fördert längs der Verwerfung immer neue Gebirgsabfälle, die sich bald an den gehobenen, bald an den gesenkten Flügel knüpfen, welche endlich ein Grundhorstgebirge begrenzen, bis schließlich das ganze Deckgebirge verschwunden ist. Dabei gehen aus den Bruchabfällen leicht Schichtstufen hervor: Deck- und Grundschollengebirge wie auch Stufengebirge bezeichnen lediglich Phasen in der Denudation eines Schollenlandes, und treten vielfach auf das innigste vergesellschaftet auf. Aber wenn sich auch diese Beziehung zwischen Schollen- und Stufengebirge findet, so sind die letzteren darum doch keineswegs unselbständige Erscheinungen; es muß im Auge behalten werden, daß sie nicht bloß das Schollenland, sondern auch das Bereich großer Syn- und Antiklinalbildungen auszeichnen.

Die Langschollen des Deckschollengebirges zeigen genau dieselbe Gliederung wie ein ausgearbeitetes Rostgebirge und es kann daher auf S. 188 verwiesen werden. Hervorgehoben muß hier nur noch werden, daß viele Langschollengebirge, namentlich die typischen des subhercynischen Hügellandes bereits lebhaft an flach gefaltete Gebirge erinnern.

Das Grundschollengebirge tritt in sehr verschiedenen Gestalten entgegen. Meist erscheint es als ausgezeichnete Thallandschaft mit Mittel- und Hochgebirgsformen (letztere in Skandinavien), bisweilen aber auch als Rumpflandschaft (südliches Böhmen, Ardennen). Das Gebirge ist bald geschlossen (Wasgau), bald geöffnet (Hochschottland, skandinavische Hochlande), bald durchbrochen (rheinisches Schiefergebirge). Die Gliederung richtet sich nach dem Umrisse. Langgedehnte Horste (Thüringerwald) oder Bruchstufen (Erzgebirge) sind fiederförmig, kurze (Harz) stockförmig gegliedert. Der Hauptkamm der Fieder liegt bei den Horsten median, bei den Bruchstufen seitlich; der kurze Steilabfall derselben ist intensiver zerthalt als die lange Abdachung (Erzgebirge). Die Langschollengebirge sind rostförmig gegliedert (Sudetenzug).

Die Grenzbrüche des Grundschollengebirges können

gleich jener der zerbrochenen Gebirge mit Strukturlinien des untergegangenen Gebirges übereinstimmen (rheinisches Schiefergebirge) oder davon abweichen (Harz). Der Gesteinscharakter und die Lagerungsform des Grundgebirges beeinflussen ihre Oberflächenbeschaffenheit insofern, als bei fortschreitender Abtragung sich dessen widerstandsfähigen Partieen in Erhebungen umgestalten; das Grundschollengebirge hat daher einen bei weitem weniger monotonen Oberflächenbau als das Deckschollengebirge. Seine widerstandsfähigsten Gesteine bilden oft ziemlich isolierte, ihre Umgebung weit überragende Erhebungen, wie z. B. der Granit des Brockens im Harze oder der Granit des Feldbergs im Schwarzwalde; hie und da kommt es selbst zur Rückenbildung (Taunus, Hunsrück) oder sogar zur Entwickelung eines kümmerlichen Rostgebirges (Condroz in Belgien). Diese bei fortschreitender Denudation ausgearbeiteten Formen sind häufig schwer von denjenigen zu unterscheiden, welche der Rumpf sich bei seiner Einebnung bewahrte und die bei seiner Bloßlegung wieder zum Vorschein kamen.

Die bei fortschreitender Denudation aus einem Grundschollengebirge herausgearbeiteten Längskämme sind auch schwer von den Langschollen des Grundgebirges zu unterscheiden, da die das letztere aufbauenden Gesteine oft außerordentlich einheitlich sind und sich petrographische wie strukturelle Verschiedenheiten einzelner Komplexe leicht verschleiern. So bedarf es noch eingehender Untersuchungen, um zu entscheiden, ob die Rücken des Böhmerwaldes herausgearbeitete feste Glieder einer uralten Faltungszone sind oder ob sie Langschollen darstellen. Sicher wird der Entscheid aber dort, wo neben dem Grundgebirge auch noch Partieen des Deckgebirges vorliegen. So ermöglichen die Kreideschichten des Lozoyathales in der Sierra de Guadarrama dieselbe unzweifelhaft als ein System von Langschollen zu deuten.

Gebirge endlich, welche wie die Sibiriens vom Ural bis über den Baikalsee hinaus nur aus dislozierten krystallinischen und paläozoischen Gesteinen bestehen, sind ursprünglich wohl durch Faltung entstanden. Ob sie aber ihre jetzige Gestaltung nicht nachträglichen Brüchen verdanken und ähnlich den Sudeten als Langschollengebirge zu gelten haben, ist bei dem Mangel mesozoischer Deckgesteine schwer zu entscheiden.

In ihrer Verbreitung kombinieren sich Grund- und Deckschollengebirge häufig miteinander, seltener schließen

sie sich gegenseitig aus. In Mitteleuropa sind beide in den deutschen Mittelgebirgen vereinigt, in Nordeuropa waltet das Grundschollengebirge in den skandinavischen und schottischen Hochlanden entschieden vor, auf dem Coloradoplateau sieht man ein großartiges Deckschollengebirge, die Parks [1]) stellen unweit davon Grundschollengebirge dar.

Das Grundschollengebirge setzt sich nicht selten in Deckschollengebirgen unmittelbar fort, wie dies im Schwarzwalde der Fall ist, dessen südlicher Teil eine Grundschollenstufe darstellt, während die nördliche Hälfte eine Deckschollenstufe mit tafelähnlicher Oberfläche ist. Vielfach aber setzt sich das Grundgebirge sehr scharf vom Deckgebirge ab und letzteres ist an der trennenden Verwerfung geschleppt, d. h. etwas gegen das Grundgebirge aufgebogen. Sind unter diesen geschleppten Schichten widerstandsfähige, so wird ihr Ausbiß durch Monoklinalkämme bezeichnet, welche streckenweise (z. B. am Erzgebirge unweit Teplitz), oder auf große Entfernungen (Harz) das Grundschollengebirge umrahmen. Zu besonders bemerkenswerten Erscheinungen gestalten sich diese Monoklinalrücken dort, wo die Schichtschleppung eine so beträchtliche ist, daß eine Flexur entsteht, und namentlich an den Flexurgebirgen finden sich zahlreiche Monoklinalkämme.

Verschiedene Grund- und Deckschollengebirge ordnen sich nach der Richtung der sie begrenzenden Verwerfungen in einzelne Systeme, von denen ein jedes durch Züge von in gleicher Richtung streichenden Verwerfungen ausgezeichnet ist, welche zwischen sich gewöhnlich langgedehnte Gebirge einschließen. Stellen die letzteren Bruchstufen dar, so können sie ihren Abfall nach derselben Richtung kehren, was für die Basin-range-Struktur Powells [2]) charakteristisch ist, oder es wenden die Gebirge ihren Steilabfall einander zu und sind durch eine tiefe, meist grabenartige Senke voneinander getrennt.

---

[1]) Powell, Geology of the Uinta Mountains. 1876. p. 26.
[2]) Geology of the Uinta Mountains. p. 16.

Bei Bruchstufen kann man dann von Zwillingsstufen sprechen, wofür Schwarzwald und Wasgau typische Beispiele liefern. Endlich können die Abfälle voneinander abgewandt sein, dann verwachsen ihre Abdachungen miteinander zu einer flachen Senke. So setzt sich das südliche Böhmen z. B. scharf gegen SW und SO ab, nach Norden dacht es sich sanft ab und diese Abdachung verwächst unmerklich mit der entgegengesetzt gerichteten des Kaiserwaldes, welcher angesichts des Erzgebirges gegen NW abbricht. Solche Bruchstufen sind nicht selten Teile eines Ganzen, nämlich einer großen Schwelle, aus welcher die einzelnen Gebirge längs bestimmter Abfalllinien herausgehoben sind. Derartige in einzelne Bruchstufen zerlegte Grundschollenschwellen seien Massive genannt.

Das Wort Massiv wird gelegentlich zur Bezeichnung eines Bergstockes (Ortler-, Dachstein-Massiv) verwendet, meist aber wird es gleichbedeutend mit Massengebirge gebraucht. Letztere Benennung dient ursprünglich lediglich zur Bezeichnung einer bestimmten Grundrißform und erstreckt sich ausschließlich auf kurze, gedrungene Gebirge im Gegensatze zu den länger gedehnten Ketten. In diesem Sinne wurde es in der Wernerschen Schule[1]), so auch bei C. F. Naumann[2]) angewendet; der Harz gilt als Muster eines Massengebirges, der Thüringerwald als solches eines Kettengebirges. Karl Ritter[3]) fügte als charakteristisches Merkmal der Kettengebirge überdies ihren Zusammenhang hinzu und betrachtete die Massengebirge oder Gebirgsgruppen als „nicht durch größere Länge im Verhältnis gegen die Breite zu einem Haufen, mehr isolierter Bergindividuen versammelte Menge“, verknüpfte also mit der Grundfläche die Vorstellung einer bestimmten Gliederung. A. Heim[4]) brachte die Massengebirge in einen genetischen Gegensatz zu den Kettengebirgen, indem er sie als Verwerfungs-, letztere als Faltungsgebirge auffaßte. Dem schloß sich Supan[5]) an; „alle großen Kettengebirge sind durch Faltung der Erdrinde entstanden und die Massivs oder Massengebirge, bei denen

---

[1]) Fr. A. Reuß, Lehrbuch der Mineralogie. 3. Teil. I. Leipzig 1805. S. 215.

[2]) Lehrbuch der Geognosie. 2. Aufl. I. S. 313.

[3]) Die Erdkunde. Berlin 1817. 1. Teil. S. 72.

[4]) Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. 1878. II. S. 187.

[5]) Grundzüge der physischen Erdkunde. Leipzig 1884. S. 315, 318.

die Breitenausdehnung die Längenausdehnung übertrifft, oder die Entwickelung nach beiden eine ziemlich gleichmäßige ist, oder welchen bei starker linearer Entwickelung die Kammbildung fehlt, sind die ehrwürdigen Ueberreste uralter Kettengebirge" und bahnte sohin die Auffassung Neumayrs[1]) der Kettengebirge als junge, der Massengebirge als alte Gebirge an, eine Auffassung, die er allerdings später selbst bekämpfte[2]). So hat sich denn der ursprüngliche Gegensatz der Form in einen solchen der Entstehung und des Alters verwandelt. Wird dazu genommen, wie verschiedenartig die Abgrenzung von Ketten- und Massengebirgen vorgenommen wurde, daß Fr. A. Reuß und „schon ihres hohen Sockels wegen" v. Sonklar[3]) die Alpen als Massengebirge ansehen, während das rheinische Schiefergebirge bei Leopold v. Buch als Kettengebirge gilt, und die skandinavischen Hochlande bald als Ketten-, bald als Massengebirge bezeichnet werden, so empfiehlt sich wohl, den Gebrauch dieses vieldeutigen Wortes gleich wie des ebenso unbestimmten Ausdrucks Kettengebirge, den bereits Studer[4]) durch Gebirgszone ersetzte, thunlichst zu beschränken.

Die böhmischen und die zentralfranzösischen Gebirge, sowie die iberische Meseta bilden typische Massive, nämlich Gruppen, zum Teil unregelmäßig angeordneter Grundschollengebirge, welche insgesamt gegenüber ihrer Umgebung sich wie eine gehobene Partie verhalten. Dabei sind sie keine echten Horste, denn sie werden nicht ringsum von Verwerfungen begrenzt; ihr Grundgebirge taucht randlich mehrfach allmählich und sanft unter das Deckgebirge unter. Letzteres setzt sich ihnen gegenüber dann als Schichtstufe ab; es bedeckte sie sichtlich früher in ausgedehnterer Weise, wahrscheinlich jedoch ohne sie immer ganz zu verhüllen.

In Europa finden sich Andeutungen darüber, daß auf den Massiven das Deckgebirge weniger mächtig als ringsum abgelagert gewesen ist und daß sie (Ardennen, Südböhmen, Zentralfrankreich, Meseta) durch geraume Zeit Inseln in jenen Meeren bildeten[5]), welche das Deckgebirge ablagerten. Diese Umstände dürften darauf hinweisen, daß diese Massive durch ganze Perioden eine Tendenz zu aufsteigender Bewegung besaßen. In der That

[1]) Ueber Ketten- und Massengebirge. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. 1888. S. 1.

[2]) P. M. 1889. S. 202; besprochen im Neuen Jahrb. f. Min. u. Geolog. 1890. I. S. 249.

[3]) Allgemeine Orographie. S. 97.

[4]) Lehrbuch der physikalischen Geographie. 1847. II. S. 222.

[5]) Penck, Das Deutsche Reich. 1887. S. 99—103.

hat seither Marcel Bertrand[1]) die Kontinuität der Gebirgserhebung für die Ausläufer der Ardennen erwiesen, nachdem bereits B. Cotta aus anderen, allerdings nicht stichhaltigen Gründen geschlossen hat, daß die Bildung einiger deutscher Mittelgebirge durch mehrere geologische Perioden anhielt[2]). Derartige Massive bezeichnen einen Uebergang von den normalen Grundschollengebirgen, über denen das Deckgebirge in voller Mächtigkeit abgelagert gewesen ist, zu den Rümpfen zerbrochener Gebirge, über welchen das Deckgebirge nie abgelagert wurde, sie unterscheiden sich von letzteren dadurch, daß die Schichten des Deckgebirges längs ihres Abfalles disloziert sind. Dies ist aber manchmal schwierig festzustellen, wie denn überhaupt Grundschollengebirge, eingeebnete zerbrochene Gebirge und Stücke von Gebirgsrümpfen vielfach ineinander übergehen.

Als Landkomplexe, welche sich durch die Gemeinsamkeit ihrer Entwickelung vor ihrer Umgebung auszeichnen, umfassen die Massive nicht bloß Bruchgebirge, sondern ihnen sind mehrfach auch vulkanische Gebirge aufgesetzt, wie z. B. dem böhmischen und zentralfranzösischen Massiv sowie den Ardennen. Sehr häufig sind ferner in ihnen Senkungsfelder eingesunken, die dann als Bruchebenen zwischen den Bruchgebirgen sich erstrecken.

Die Grundschollengebirge ordnen sich nicht bloß nach der Richtung der begrenzenden Verwerfungen, sondern zugleich auch nach der Streichungsrichtung ihrer Schichten in Systeme, welche den Faltungsgebirgen entsprechen, deren verworfener Rumpf vorliegt. In Mitteleuropa ist es gelungen, auf diesem Wege den Verlauf ganzer untergegangener Gebirge in rohen Umrissen festzustellen[3]). Ein und dasselbe Grundgebirge kann zwei verschiedenen Gebirgssystemen, einem Schollensysteme und einem Faltensysteme angehören, wenn seine begrenzenden Verwerfungen und sohin auch die Hauptrichtung seiner Erstreckung nicht mit dem Streichen seiner Schichten über-

---

[1]) Sur la continuité du phénomène de plissement dans le bassin de Paris. Bull. Soc. géolog. (3). XX. 1892. p. 118.

[2]) Der innere Bau der Gebirge. Freiberg 1851. S. 73 u. 74.

[3]) Penck, Das Deutsche Reich. S. 311, 420. — E. Sueß, Ueber unterbrochene Gebirgsfaltung. Sitzungsb. d. k. Akad. Wien. Math.-naturw. Klasse. XCIV. 1. Abt. 1886. S. 111. — Ueber die Struktur Europas. Schriften d. Vereins z. Verbreitung naturw. Kenntnisse. Wien. XXX. 1889/90. S. 1.

einstimmen. Dies gilt nicht bloß von den breiten Bruchstufen, sondern auch von den Langschollen, welche in den Sudeten und den kastilischen Scheidegebirgen ziemlich unabhängig von den Strukturlinien des Grundgebirges streichen, wie denn auch die letzteren völlig unabhängig vom Streichen der Kämme des Deckgebirges verlaufen können. Dies kann man namentlich in den Hügellandschaften am Harze wahrnehmen. Es ergibt sich hieraus, daß die Richtung der Gebirgserhebung zeitlich wechselte und wenn letztere an derselben Stelle wieder auflebte, brauchte sie nicht immer den Leitlinien früherer Dislokationen zu folgen. Eine solche Konstanz in der Richtung der Dislokationen, wie sie Marcel Bertrand[1]) für Frankreich zeigte, trifft keineswegs immer zu.

A. v. Humboldt[2]) hat auf diese gelegentliche Divergenz beider Richtungen nachdrücklich hingewiesen und bereits wahrscheinlich gemacht, daß in diesen Fällen die Aufrichtung der Schichten viel früher stattgefunden, als die Hebung der Gebirge, wie er denn auch bereits auf die Bedeutung von Spaltensystemen und des Kreuzens derselben für die Bildung langgedehnter und massiger Erhebungen aufmerksam machte. B. Cotta ist diesen Anschauungen beigetreten, und hat ausgeführt, daß mehrere der deutschen Mittelgebirge erst nach ihrer Faltung erhoben worden sind[3]). Ebenso sprach Casiano de Prado[4]) von einer Erhebung der spanischen Meseta en masse. An der Hand der deutschen Mittelgebirge wurde auch 1885 die hier befolgte Einteilung der Schollengebirge allerdings mit anderer Nomenklatur entwickelt[5]).

4. Die Faltungsgebirge.

a) Struktur.

In den Faltungsgebirgen herrscht im großen und ganzen Uebereinstimmung zwischen Schichtstreichen und

[1]) Lignes directrices de la géologie de la France. C. R. CXVIII. 1894. p. 352.

[2]) Zentral-Asien. I. 1844. S. 180—182.

[3]) Der innere Bau der Gebirge. Freiberg 1851. S. 68.

[4]) Note sur la géologie de la province de Madrid. Bull. Soc. géolog. (2). X. 1852/53. p. 168.

[5]) Penck, Die deutschen Mittelgebirge. Verh. Gesellsch. f. Erdk. 1885. S. 369.

Gebirgserstreckung, aber damit verknüpft sich keineswegs die Konkordanz zwischen Oberfläche und geologischem Bau. Vielmehr besteht gerade zwischen den beiden letzteren meist eine sehr auffällige Diskordanz und es ist lediglich die horizontale Gliederung des Gebirges, welche sichtlich vom Schichtstreichen beeinflußt wird. Längskämme und Längsthäler sowie eine stets vorherrschende Längserstreckung zeichnen alle Faltungsgebirge aus, dieselben erscheinen aus einzelnen „Ketten“ zusammengesetzt und bilden selbst wiederum große „Ketten“, sie sind die eigentlichen „Kettengebirge“ der Erde. Allein diese auszeichnenden Eigentümlichkeiten kommen ihnen nicht ausschließlich zu; auch so manches Bruchgebirge hat vorwaltende Längserstreckung in seiner Gesamtheit und in seinen Gliedern, wie z. B. der Thüringer Wald und der Sudetenzug, welche beide als typische „Kettengebirge“ hingestellt wurden. Auch der vertikale Aufbau der Faltungsgebirge ist kein ausschließlich ihnen eigentümlicher, bald treten sie als Mittel-, bald als Hochgebirge entgegen, bald sind sie undurchgängig, bald durchbrochen, bald werden sie in ihrer gesamten Erstreckung von einem einzigen Typus orographischer Gliederung beherrscht, bald zerfallen sie in mehr oder weniger zahlreiche, verschieden gegliederte Gruppen. Auch ihr geographisches Auftreten ist ein wechselndes, hier trennen sie als gewaltige Scheidegebirge Tiefländer voneinander, dort umsäumen sie als Randgebirge große Hochländer.

Bei aller Verschiedenheit ihrer Oberflächengestaltung werden die Faltungsgebirge durch ein besonderes Merkmal, nämlich ihre Struktur ausgezeichnet. Sie werden von einem ganzen Schwarme parallel streichender und dicht gedrängter Falten zusammengesetzt. Diese Falten liegen gewöhnlich nach einer bestimmten Richtung hin über, weswegen das gefaltete System nach einer Richtung (der entgegengesetzten) hin, also isoklinal im Sinne A. Heims fällt. Dabei ist der Liegendflügel der einzelnen Falte häufig zerrissen, das gesamte gefaltete Gebiet besteht dann lediglich aus übereinandergeschobenen

Faltenschenkeln und es wiederholt sich die Schichtfolge so oft in normaler Aufeinanderlagerung als Falten zu zählen sind. Es ist dies die Schuppenstruktur[1]), in welcher die einzelnen Schichtkomplexe durch große Längsbrüche oder Wechsel voneinander getrennt werden. Neben diesen Längsbrüchen finden sich auch häufig Querbrüche, Blätter genannt, längs welcher die Schichten in der Horizontalen gegeneinander verschoben sind. Auf der einen Seite dieser stark gefalteten Zone erstreckt sich gewöhnlich eine ungefaltete Scholle, welche nicht selten aus älterem Gesteine als die Faltungszone besteht oder wenigstens solche ältere Gesteine unter einer Bedeckung jüngerer Schichten besitzt. Die Grenze zwischen Faltungszone und dieser starren Scholle ist scharf; mit einem Male hört die Faltung auf und es zeigt sich hier der für das Faltungsgebirge charakteristische Faltungsabfall. Auf der anderen Seite der Faltungszone fehlt ein Faltungsabfall, es tönt sich hier die Faltung in einzelnen Wellen gleichsam aus: es rücken die Falten auseinander, sie hören auf überhängend zu sein, hie und da tritt eine Flexur oder eine Verwerfung entgegen, die sich nur selten mit Ueberschiebungen verknüpfen, welche leicht den Anschein überschobener Falten erwecken. Es ist dies die Austönungszone, welche eine sanfte Gebirgsabdachung darstellt, wenn sich nicht hier ein Verwerfungsabfall einstellt. So hat man denn an jedem Faltungsgebirge drei Zonen zu unterscheiden:

1. eine ungefaltete starre Scholle,
2. die Faltungszone, sich gegen die starre Scholle durch einen Faltenabfall absetzend,
3. die Austönungszone.

Nach diesem Typus sind im allgemeinen alle bisher genauer untersuchten Faltungsgebirge gebaut. Verschiedenheiten ergeben sich jedoch dadurch, daß die Richtung, nach welcher die Ueberschiebung der Falten geschieht, bald durch die starre Scholle, bald durch die Austönungszone bezeichnet wird. Nennt man Vorderseite des Ge-

---

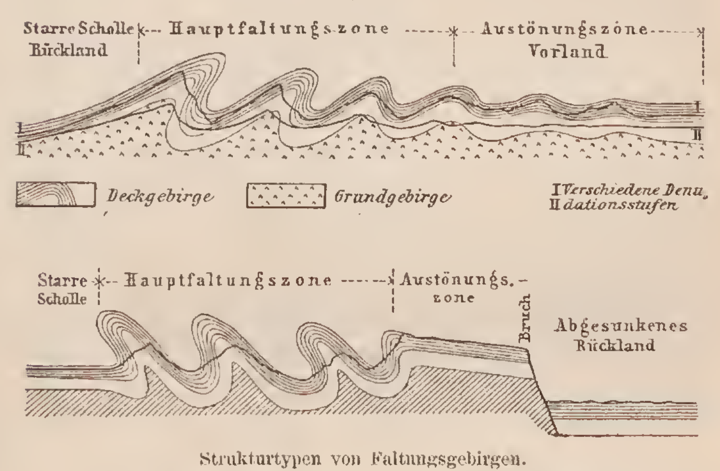
[1]) Sueß, Das Antlitz der Erde. I. S. 149.

birges diejenige, von welcher die isoklinalen Schichten abfallen, nach welcher also die Falten überschoben sind, so hat man zwei verschiedene Faltungsgebirgstypen zu unterscheiden, nämlich (vergl. Fig. 22)

1. solche, bei welchen das Vorland durch die starre Scholle gebildet wird (Alpen [1]), Karpathen) und

2. solche, bei welchen das Vorland durch die Austönungszone gebildet wird und die starre Scholle das Rückland bildet (Schweizer Jura [2]), Appalachien) [3]).


Fig. 22.



Strukturtypen von Faltungsgebirgen.
Oben: Juratypus. Unten: Alpentypus.

In der Faltungszone streichen die einzelnen Falten untereinander parallel, ohne daß jedoch ihr Streichen ganz genau dem der Zone entsprechen müßte; die S. 189 über das Verhältnis von Kamm- und Gebirgsrichtung gemachten Bemerkungen erstrecken sich auch auf die Beziehungen von Falten- und Faltungszonen-

---

[1]) Vergl. die Profile in Heim, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. 1878. Atlas. Tafel XIII.

[2]) Ebenda Fig. 10, 11, 12.

[3]) Vergl. die Profile in Rogers, Geology of Pennsylvania Sections acron Pennsylvania, sowie von A. D. Rogers in Keith Johnston, Physical Atlas. 1856. Tafel XII.

richtung, welch letztere sehr häufig deutlich bogenförmig ist. Die einzelnen Falten erreichen unter Umständen die stattliche Länge von 200 km, meist sind sie viel kürzer, 50—60 km messend, und werden schwer verfolgbar dort, wo sich die Schuppenstruktur entwickelt. Regeln über das Verhältnis von Falten- und Gebirgsdimensionen haben sich bislang nicht ergeben, dagegen zeigt sich, daß die Falten gewöhnlich nach der Richtung hin überliegen, nach welcher die Zone gekrümmt ist. Die konvexe Seite der Faltengebirge ist, soweit die Erfahrungen reichen, ihre Vorderseite und ihre Schichten fallen nach der konkaven Rückseite des Gebirges, welche gegen das Rückland abfällt. Ist so im großen und ganzen eine gewisse Gesetzmäßigkeit in der Anordnung der Falten unverkennbar, die namentlich in den Appalachien und dem Schweizer Jura (Fig. 23), sowie auch in so alten Gebirgen wie im Ural (Fig. 25) hervortritt, so ergeben sich doch auch im einzelnen mancherlei Ausnahmen. In den Appalachien von Alabama[1]), sowie namentlich in den Schweizer Alpen (vergl. Fig. 24) treten rückwärts übergeschlagene Falten entgegen, die man als unterschobene bezeichnen kann, wie z. B. in den durch A. Heims Untersuchungen klassisch gewordenen Glarner Alpen[2]), wo die große Doppelfalte aus einer vorwärts überschobenen und einer rückwärts unterschobenen Falte besteht, also ein beiderseits überschobenes Senkungsfeld darstellt. Umgekehrt hat man nach Bittner[3]) in den österreichischen Kalkalpen eine Aufpressungszone, welcher beiderseits die Schichten zufallen. Hand in Hand mit diesen Unregelmäßigkeiten gehen gewaltige Aufschiebungen auf wenig geneigten Flächen. So lagern am Glärnisch die Falten nahezu horizontal und es wiederholen sich dreimal dieselben Schichten vertikal übereinander[4]). In der besonders verwickelt struierten Gegend des Vierwaldstätter Sees, wo Falten ineinander gefaltet sind[5]), trifft man isolierte Fetzen älterer Gesteine auf jüngeren, Pseudoklippen bildend[6]). Zahlreiche ähnliche Erscheinungen kehren

---

[1]) Eugen A. Smith, Underthrust Folds and Overthrust Faults. Am. Journ. (3). XLV. 1893. p. 305.

[2]) Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschlusse an die geologische Monographie der Tödi-Windgällengruppe. Basel 1878. — Vergl. auch Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. XXV. 1891. S. 345. — Penck, Die Glarner Doppelfalte. Verh. d. Schweiz. naturf. Gesellsch. LXXIII. 1890. S. 171.

[3]) Aus dem Gebiete der Ennsthaler Alpen und des Hochschwab. Verh. k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien. 1887. S. 89, 97.

[4]) A. Baltzer, Der Glärnisch. Ein Problem alpinen Gebirgsbaues. Zürich 1873.

[5]) Heim, Geologie der Hochalpen. S. 61.

[6]) E. C. Quereau, Iberger Klippenregion. Zeitschr. der Deutschen geolog. Gesellsch. XLIV. 1892. S. 552.

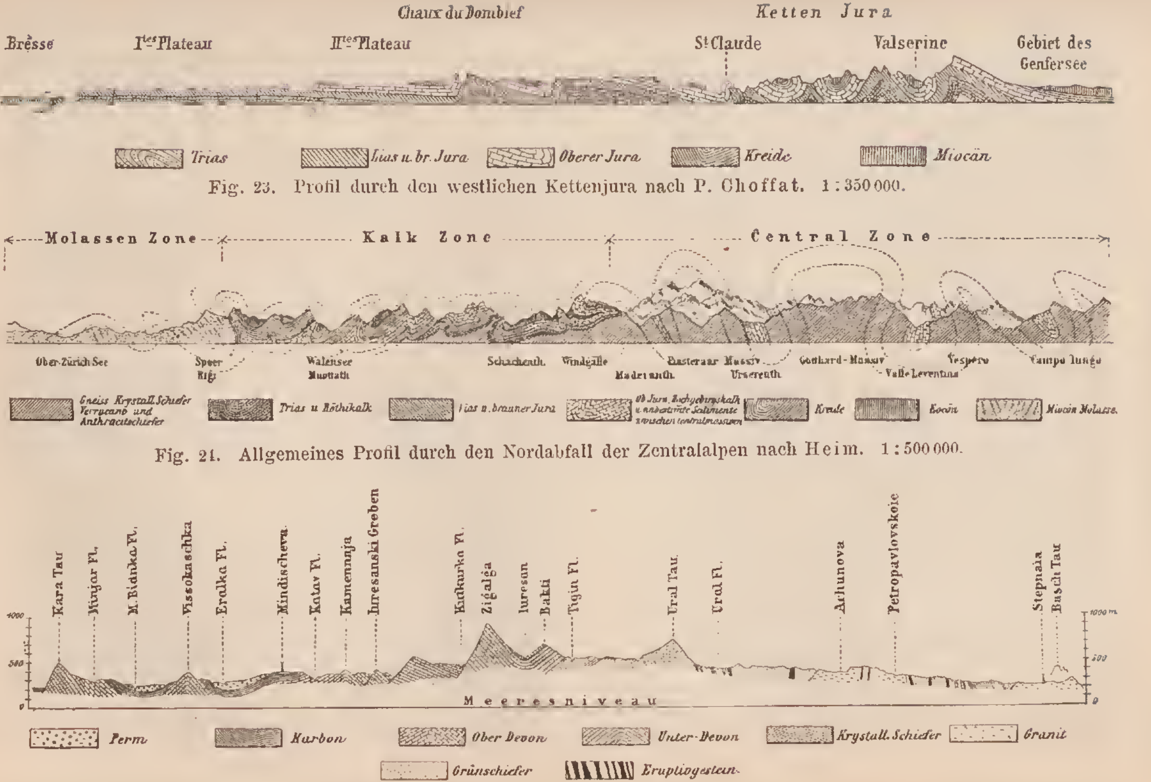


Fig. 23. Profil durch den westlichen Kettenjura nach P. Choffat. 1:350 000.

Fig. 24. Allgemeines Profil durch den Nordabfall der Zentralalpen nach Heim. 1:500 000.

Fig. 25. Profil durch den südlichen Ural nach Karpinsky, Tchernycheff, Mouchketoff u. Krasnopolsky. Länge 1:2 000 000.

in den französischen Alpen [1]) und ihren Vorlagen in der Provence [2]) wieder. Schardt [3]) hält die gesamten romanischen Prealpen für aufgeschoben auf ein unter ihnen liegendes Gebirge. Große Aufschiebungen wurden auch mitten in den Appalachien beiderseits des großen Thales beobachtet, welches von Osten her von den Blue Mountains überschoben ist, während seine Schichten westwärts auf jene der Alleghanies gepreßt sind [4]). Die großartigsten Dimensionen erlangen aber die Aufschiebungen an der Vorderseite des Gebirges. Die paläozoischen Schichten der kanadischen Rocky Mountains sind 10 km weit über Kreideschichten auf einer sanft fallenden Fläche aufgeschoben [5]). Aehnliche Aufschiebungsflächen kennt man ferner vom Abfalle alter, erlöschender und erloschener Faltungsgebirge, aus Nordschottland [6]) und von den Ardeunen [7]). Auch in der Zone der austönenden Falten kommen da und dort rückwärts überhängende Falten vor, so daß manche Gebirge, wie z. B. die Pyrenäen, nach beiden Seiten hin überschoben sind [8]) und den Eindruck symmetrisch struierter Erhebungen erwecken.

Die normale Lagerung der Falten in den Faltungsgebirgen erklärt man gewöhnlich durch die Zusammenpressung, welche das Gebirge erfahren hat, und man nimmt an, daß nach der Richtung hin, nach welcher der gebirgsbildende Druck wirkte, die Falten übergeschlagen sind. Die zahlreichen Ausnahmen von der nor-

---

[1]) Kilian, Sur l'allure tourmentée des plis isoclinaux dans les Montagnes de la Savoie. Bull. Soc. géol. (3). XIX. 1892. p. 1152.

[2]) M. Bertrand, Ilôt triasique du Beausset. Ebenda (3). XV. 1886/87. p. 667.

[3]) Sur l'origine des Préalpes romandes. Eclogae geolog. Helvetiae. IV. 1894. p. 129.

[4]) W. Hayes, The overthrust faults of the southern Appalachians. Bull. Geolog. Soc. America. II. 1891. p. 141. — E. de Margerie, Sur la découverte des phénomènes de recouvrement dans les Appalaches. Bull. Soc. géolog. (3). XIX. 1891. — J. W. Spencer, Geological Survey of Georgia. The Paleozoic group. Atlanta 1893. p. 28.

[5]) Mc Connel, Report on the Geological Structure of a Portion of the Rocky Mountains. Rep. D. Geolog. and nat. hist. Survey of Canada. 1886. p. 33.

[6]) Lapwooth, The Secret of the Highlands. Geolog. Mag. (2). X. 1883. p. 120, 193, 337. — Report on the recent Work of the Geological Survey in the North-West Highlands of Scotland. Quart. Journ. geolog. Soc. XLVI. 1888. p. 378.

[7]) Cornet et Briart, Sur le relief du sol en Belgique après les temps paléozoiques. Annales Soc. géolog. Belge. 1877. IV. p. 71. — Gosselet, L'Ardenne. Paris 1890.

[8]) E. de Margerie et Fr. Schrader, Aperçu de la structure géologique des Pyrénées. Annuaire du Club alpin français. XVIII. 1891.

malen Lagerung sind teilweise wohl auf die ungleiche Biegungsfähigkeit der Gesteine des Gebirges zurückzuführen; manche Partieen, z. B. sehr mächtige Kalkschichten, verhalten sich der Faltung gegenüber ziemlich starr und erst dort, wo sich leicht biegsame Materialien zwischen sie einschalten, stellen sich Falten ein, welche durch besonderes Gedrängtsein das nachzuholen scheinen, was in der starren Partie unterblieben ist, die ihrerseits nach vor- oder rückwärts auf die Nachbarfalten überschoben zu werden pflegt. Auf solche petrographische Verschiedenheiten in der gefalteten Schichtserie führt Hayes die großen appalachischen Ueberschiebungen zurück und Cadell[1]) konnte durch Zusammenpressen wenig biegsamer Massen die großen nordschottischen Ueberschiebungen nachahmen. Weitere Unregelmäßigkeiten dürften daraus erhellen, daß die zwischen festen Widerlagern befindlichen Teile des Gebirges eine andere Zusammendrückung erfahren, als die auf ihnen lagernden, ringsum abfallenden Massen. Diese werden sich von ihrer Unterlage abscheren und auf ihre tiefer gelegene Nachbarschaft aufschieben. So dürften sich die Ueberschiebungen am Faltungsabfalle und die kleineren gegen das Rückland erklären. Geht nun Hand in Hand mit der Faltung diese Vertikalverschiebung einzelner Gebirgsteile, so werden die aufsteigenden die sinkenden überschieben; wird ferner ein bereits stark erodiertes Gebirge weiter gefaltet, so werden sich dessen erhabene Partieen auf die benachbarten vertieften schieben können.

Die Faltungszonen zeichnen sich durch sehr beträchtliche Ausdehnung und häufig ziemlich verschlungenen Verlauf aus. Dabei lösen sie sich manchmal in einzelne divergierende Faltungszonen auf; es entsteht die divergente Gebirgsgliederung[2]) oder Virgation[3]). Ziemlich selten nur beobachtet man das Ende einer Faltungszone, welches dadurch bezeichnet wird, daß die letztere sich allmählich ausdünnt, wie das Ostende des Kettenjuras, während dessen Westende mit den Westalpen verwächst. Dagegen zeigen die Ostalpen eine Virgation.

---

[1]) Experiments in Mountain-Building. The Nature. XXXVII. 1887/88. p. 488. — Vergl. auch Trans. R. Soc. Edinburgh. XXXV. pt. II. 1888. p. 337.

[2]) C. F. Naumann, Lehrbuch der Geognosie. 2. Aufl. 1858. S. 320.

[3]) Sueß, Antlitz der Erde. I. S. 354, 726. Vergl. auch Beiträge zur geologischen Kenntnis des östl. Afrika. IV. Denkschr. math.-naturw. Kl. k. Akad. Wien. LVIII. 1891. S. 555, 583.

Für die Oberflächengestaltung der Faltungsgebirge wird die Gesteinsbeschaffenheit derselben noch viel wichtiger als für die verschiedenen Arten von Schollengebirgen; denn nicht bloß schneiden Erosion und Denudation aus dem wechselnd zusammengesetzten Deckgebirge andere Formen heraus, als aus dem gleichmäßiger beschaffenen Grundgebirge, sondern namentlich verhält sich auch dies letztere gegenüber den Faltungsprozessen ziemlich starr; wo Deck- und Grundgebirge ineinander gefaltet sind, da finden sich besonders verworrene Lagerungsverhältnisse und es ist das Deckgebirge in das Grundgebirge stellenweise förmlich eingeknetet (Berner Oberland). Ueberdies ist nicht selten das Grundgebirge, bevor es mit dem Deckgebirge zusammengefaltet wurde, bereits gefaltet gewesen, und seine Schichten haben daher gelegentlich (Ostalpen) [1]) eine andere Streichungsrichtung als die des Deckgebirges. Auch ist es häufig von mächtigen Granitmassen durchsetzt.

Unter solchen Verhältnissen hat man dem gefalteten Grundgebirge ganz besondere Aufmerksamkeit geschenkt und in ihm die Ursache für die Faltung des Deckgebirges erblickt. Die manchmal gerade in der Mitte des Gebirges entgegentretenden Grundgebirgsfalten hat man als Zentralzone oder Kernzone betrachtet und sie als „Zonen mit Zentralmassen" den Kettenzonen gegenüber gestellt [2]). Auch Whitney [3]) will streng zwischen den reinen Deckfaltungsgebirgen und jenen Faltungsgebirgen geschieden wissen, die sich durch das Auftreten von Granit auszeichnen. In ähnlicher Weise trennt v. Richthofen die homöomorphen, aus gefaltetem Deckgebirge bestehenden Gebirge von von den heteromorphen, welche eine Kernzone von Grundgebirge aufweisen [4]). Handelt es sich bei der Unterscheidung von homöomorphen und heteromorphen Faltungsgebirgen oft bloß um eine Trennung weniger oder mehr denudierter Gebirge, indem bei fortschreitender

---

[1]) Penck, Einteilung und mittlere Kammhöhe der Pyrenäen. Jahresb. d. geogr. Gesellsch. München. X. 1885. S. 58 (59).

[2]) B. Studer, Lehrbuch der physikalischen Geographie. 2. Aufl. II. 1847. S. 230, 234.

[3]) Volcanism and Mountain Building. Cambridge Mass. 1871. p. 94; abgedruckt aus The North American Review. CXIII. 1871. p. 235 ff.

[4]) Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 663.

Abtragung in einem Deckenschollengebirge die Sättel des Grundgebirges bloßgelegt werden, so wie es Fig. 22 andeutet, so ergibt sich doch in andern Fällen, daß die Kernzonen des Gebirges eine wesentlich andere Geschichte als die Deckfaltenzonen aufweisen.

Streng sondern sich die monogenetischen Faltungszonen, welche ihre Entstehung einem einzigen Faltungsprozesse danken, von jenen polygenetischen Faltungszonen, welche durch wiederholt aufeinanderfolgende Faltungen ins Leben gerufen wurden [1]). Die monogenetischen Faltungszonen tragen die geschilderten Eigentümlichkeiten in reinster Weise zur Schau, und zwar vergesellschaftet sich bei ihnen, soweit die bisherigen Erfahrungen reichen, Vorland und Austönungszone der Falten. Die polygenetischen Faltungszonen bestehen gleichsam aus verschiedenen, aneinander geschweißten Faltungszonen, von welchen eine jede ihren eigentümlichen Bau besitzt und einer bestimmten Faltungsperiode entstammt. Die innerste Zone ist dabei die älteste, sie zeigt gewöhnlich das durch Denudation entblößte Grundgebirge, jede nach außen folgende Zone ist jünger als die vorhergehende. Bei den bisher genauer bekannten polygenetischen Faltungsgebirgen (Alpen, Himalaya, Karpathen) fällt das Vorland mit der starren Scholle zusammen; dieselbe ist gewöhnlich mit jüngeren Schichten überdeckt, welche auf Kosten des Gebirges entstanden und nach diesem hin an Mächtigkeit zunehmen. Jede einzelne der angegliederten Zonen erscheint gleichsam als die von der Faltung ergriffene Vorlandbedeckung und manchmal tritt in ihnen auch ein Bruchstück der starren Unterlage in Gestalt von sogenannten Klippen zu Tage. Die inneren Faltungszonen sind auf die äußeren aufgeschoben. Abweichend gestaltet sich die Struktur des polygenetischen Faltungsgebirges im Bereiche einer Virgation. Hier werden nämlich die zwischen den einzelnen auseinanderstrahlenden Faltenzügen abgelagerten Schichten

---

[1]) J. D. Dana, On some Results of the Earth's Contraction from Cooling. Am. Journ. (3). V. 1873. p. 423.

an jedem Faltenzuge aufgebogen, also zwischen den Zügen gleichsam eingeklemmt (Ostalpen).

Die Faltungszonen sind ebenso wie die Regionen besonders lebhafter Schollenverwerfungen durchaus unabhängig von dem Auftreten eruptiver Gesteine, wenn sie auch manchmal mit denselben vergesellschaftet sind. Die sie aufbauenden Sedimente weichen jedoch häufig, sei es in Bezug auf Mächtigkeit ihrer Entfaltung, sei es hinsichtlich ihrer Facies von den gleichalterigen Gebilden der umgebenden Landschaften ab und verraten, daß der Ort des Faltungsgebirges bereits vor der Faltung eine eigentümliche, charakteristische Entwickelung besaß. Ueberdies sind in den besonders stark gefalteten Partieen die Sedimente auch mechanisch verändert.

b) Horizontale Gliederung.

Die Oberflächenbeschaffenheit der Faltengebirge steht zu deren verwickeltem inneren Bau in demselben Verhältnis wie sonst die Oberfläche eines Landes zu dessen Struktur. Es ist der Gesteinscharakter, welcher die jeweilige Oberflächenbeschaffenheit bedingt, und der komplizierte Gebirgsbau äußert sich vor allem darin, daß die verschiedensten, durch ungleiche Widerstandsfähigkeit ausgezeichneten Gesteine in gleichem Niveau nebeneinander und zwar gewöhnlich in Form langgestreckter Züge auftreten. Die Verschiedenheit in der Gestaltung einzelner Faltungsgebirge knüpft sohin direkt an die Verschiedenheit der sie aufbauenden Gesteine an. Ueberdies aber macht sich in sehr maßgebender Weise auch ihre Umgrenzung in dieser Beziehung geltend. Faltungszone und Faltungsgebirge sind nicht identische Begriffe. Nicht immer umfaßt nämlich ein Faltungsgebirge die ganze Breite und gesamte Erstreckung einer Faltungszone, meist stellt es einen bestimmten Ausschnitt aus derselben dar.

Vollständig sind jene Faltengebirge, welche einer Faltungszone in ihrer ganzen Ausdehnung folgen. Sie bilden langgedehnte Erhebungen mit einem deutlich aus-

gesprochenen Faltenabfall gegenüber der starren Scholle, welcher der Achse parallel läuft. Auf der andern Seite hat man eine sanfte Abdachung mit einzelnen sich austönenden Falten; an dieselben sind manchmal eigene Züge von Erhebungen geknüpft, welche E. Sueß nach entsprechenden Vorkommnissen am westlichen Ural Parma nannte [1]). Gewöhnlich führt diese Abdachung auf ein Land, welches höher liegt als die starre Scholle. Man hat es mit einem einseitig abfallenden Faltungsgebirge zu thun, welches häufig höher gelegene Striche von tieferen trennt und oft sogar als echtes Randgebirge längs der großen Hochländer auftritt. Derartige vollständige Faltungsgebirge dünnen sich an ihren Enden aus, meist nachdem sie divergiert sind, oder gliedern sich an andere Faltungszonen.

Die meisten Faltungsgebirge sind Ausschnitte aus Hauptfaltungszonen und werden auf der einen Seite von einem Faltenabfalle, auf allen andern Seiten aber von Verwerfungsabfällen begrenzt. Zwei der letzteren sind quer zum Streichen gestellt und entsprechen Blattflächen. sie schneiden die Falten förmlich ab; der dritte Verwerfungsabfall entspricht häufig einem Längsbruche und läuft dann dem Faltenabfalle parallel, so zwar, daß er entweder die Zone der austönenden Falten durchsetzt oder selbst in der Hauptfaltungsregion auftritt. Das Gebirge umfaßt daher häufig nur die jüngeren Zonen einer polygenetischen Zone, wie z. B. der Apennin, die Waldkarpathen, während die älteren Zonen samt der Austönungszone längs des Bruches in die Tiefe gesunken sind, wo sie von jüngeren Trümmermassen begraben wurden. Diese jüngeren, meist wiederum auf Kosten des Gebirges entstandenen Ablagerungen bilden Ebenen, die oft tiefer liegen als die starre Scholle; da sie zugleich meist das Rückland des Gebirges bedecken, so liegt dann letzteres tiefer als das Vorland und zwischen beiden tritt ein Scheidegebirge entgegen. Gelegentlich aber laufen die Brüche auf der Abdachungsseite des Gebirges nicht mit

[1]) Das Antlitz der Erde. I. S. 645, 774.

dessen Achse parallel, sondern bilden ein- und ausspringende Winkel, zwischen welchen das Gebirge bastionenartig abbricht und dann mit sehr wechselnder Breite entgegentritt (Ostalpen). Auch an den Querbrüchen, welche das Ende des Gebirges bezeichnen, hat eine Absenkung stattgefunden und auch hier breiten sich jüngere Ablagerungen mit ebener Oberfläche über die versunkenen Teile. Das Gebirge erhält dadurch eine deutliche seitliche Begrenzung, die Faltungszone aber setzt sich in der Tiefe fort, um sich gelegentlich wieder von neuem emporzuheben und ein neues Gebirge zu bilden, welches vom andern durch namhafte Entfernungen, Ebenen oder Meeresteile getrennt sein kann, aber mit demselben die Lage auf derselben durch ihre Struktur und Zusammensetzung kenntlichen Faltungszone teilt. Beide orographisch selbständigen Gebirge gehören dann demselben Faltungsgebirgssysteme an. Zahlreiche Faltungsgebirge sind durch Zerbrechung von Faltungszonen gebildet und stehen daher den zerbrochenen Gebirgen nahe, von denen sie sich jedoch durch ihre vorwaltende, dem Schichtstreichen folgende Längserstreckung sowie ihren Faltenabfall auszeichnen.

Alle die geschilderten Umgrenzungsverhältnisse werden für die horizontale Gliederung der Faltungsgebirge maßgebend. Im Bereiche der Faltungszone zeigt das Gebirge rostförmige Gliederung, sobald hier in regelmäßiger Abwechslung die verschieden widerstandsfähigen Schichten eines Deckgebirges entgegentreten (nördliche Kalkalpen). Sobald aber gleichmäßig widerstandsfähige Gesteine ineinander gefaltet sind, findet sich fiederförmige, selbst stockförmige Gliederung, welche ebenso z. B. in stark gefalteten Schiefern verschiedenen Alters (Schieferalpen), wie im archäischen Grundgebirge (Gneisalpen) auftreten kann. Die rostförmige Gliederung mancher Faltengebirge, wie z. B. die des Schweizer Jura oder der Appalachien, ist nicht Folge einer ihnen ausschließlich zukommenden Struktur, sondern, wie S. 197 gezeigt wurde, einer besonderen Gesteinsbeschaffenheit. Dort endlich, wo sich die Zone der austönenden Faltung im Gebirge

findet, entwickeln sich tafelförmige Erhebungen (südliche Kalkalpen, Westabdachung der Appalachien). Je nachdem nun ein Faltungsgebirge sich gänzlich oder nur teilweise über die Faltungszone erstreckt oder selbst noch Teile der Austönungszone umfaßt, erscheint es mit verschiedenem Charakter. Bald zeigt es lediglich rostförmige Gliederung (Waldkarpathen), bald rostförmige Anordnung und Tafelbildung (Schweizer Jura und Appalachien), wenn es lediglich aus Deckgebirge besteht. Wird es hingegen von Deck- und Grundgebirge zusammengesetzt, so zeigt es in der Hauptfaltungszone rost-, fieder- und stockförmige Gliederung (Westalpen): erstreckt es sich auch auf die Austönungszone, so gesellt sich zu den genannten Typen auch die Entwickelung von Tafeln (Ostalpen). Alle Arten horizontaler Gliederung treten in den Faltungsgebirgen entgegen und ein und dasselbe Faltungsgebirge hat in seinen einzelnen Teilen einen durchaus verschiedenen Oberflächenbau. Es sondert sich daher schon nach der Art seiner Gliederung in einzelne scharf gegeneinander abgegrenzte Gruppen, deren Umfang gelegentlich von der Struktur der Faltungszone bedingt wird. Ganz regelmäßig begegnet man in jedem monogenetischen Faltungsgebirge, wie bereits angedeutet, in transversaler Richtung einem Wechsel in der Physiognomie und solche Veränderungen wiederholen sich in gleicher Richtung in polygenetischen Gebirgen um so häufiger, aus je mehr Hauptfaltungszonen sie zusammengesetzt sind: nicht selten werden solche physiognomische Einheiten innerhalb des Gebirges durch große Längsthäler voneinander geschieden.

Die großen Faltungsgebirge der Erde sind nicht immer mit Wasserscheiden verbunden. Gelegentlich liegen die Wasserteiler sowohl bei Scheidegebirgen (Transsylvanische Alpen) als auch bei Randgebirgen (Himalaya) im Vor- oder Rücklande, manchmal erscheinen sie auf der Zone der austönenden Falten (Appalachien in Pennsylvanien), so daß die ganze Faltungszone durchbrochen wird, manchmal endlich, namentlich bei

Randgebirgen (Taurus, Elburs), liegt die Wasserscheide fern vom Faltungsgebirge auf jenem Hochlande, dessen Abfall das Gebirge bezeichnet. Auch innerhalb des letzteren selbst findet sich keine bestimmte Regel über die Entwickelung der Wasserscheiden, welche oft unregelmäßig hin und her springen, zickzackförmig zwischen einzelnen Gruppen verlaufend. Im allgemeinen halten sie sich jedoch bei undurchbrochenen Gebirgen an die Orte größter Erhebung, wobei die Hauptgipfel sich selten genau auf der Scheidelinie, sondern öfter neben derselben sich erheben. Aber selbst dann, wenn ein Wasserteiler das Faltungsgebirge begleitet, gesellt sich zu dessen hypsometrischer Bedeutung nicht unbedingt auch eine entsprechende hydrographische; es verläuft die Scheidelinie zwischen zwei Meeren häufig quer über ein Faltengebirge, welches die Abflüsse seiner beiden Seiten je zwischen beiden Meeren teilt, wie z. B. die Pyrenäen.

Im wasserscheidenden Gebirge selbst liegt die Firstlinie nie ganz median, sondern meist dem einen Abfalle genähert, so daß das Gebirge eine schmalere und eine breitere Abdachung aufweist.

Hierüber haben namentlich im vorigen Jahrhundert Erörterungen stattgefunden (vergl. Bd. II. S. 115). Buffon[1]) bemerkte, daß die Gebirge nach Süden oder Westen steiler als gegen Nord oder Ost abfallen; Torbern Bergmann[2]) schloß sich dem an, nach ihm ist bei Meridionalgebirgen der Westabfall, bei Transversalgebirgen der Südabfall der steilere; derselben Ansicht waren Kirwan[3]) und Friedrich Hoffmann[4]). Die einschlägige Litteratur haben Fr. A. Reuß[5]) und kürzlich E. Reyer[6]) zusammengestellt; letzterer bringt die asymmetrische Lage der Wasserscheide mit dem asymmetrischen Bau der Faltengebirge in Beziehung. Eine solche ist aber nicht direkt vorhanden, denn während bei Scheidegebirgen die Wasserscheide meist in der Zone der maximalen Faltung auftritt und gewöhnlich die Abdachung nach vorn kürzer ist als jene

---

[1]) Histoire naturelle. I. 1749. Art. IX.

[2]) Physikalische Geographie. 1795. IV. S. 95.

[3]) Schriften. Deutsch von L. v. Crell. II. Berlin 1799. S. 161.

[4]) Physikalische Geographie. 1837. S. 168.

[5]) Lehrbuch der Mineralogie. Leipzig 1805. 3. Teil. I. S. 125.

[6]) Theoretische Geologie. Stuttgart 1888. S. 787.

nach rückwärts, findet bei Randgebirgen meist das Gegenteil statt. Von der mehr oder minder großen Breite der Abdachung zu beiden Seiten der Wasserscheide ist die Steilheit des Gebirgsabfalles völlig unabhängig. Es kehren z. B. die Alpen ihre breitere Abdachung nach Süden, in welcher Richtung auch der steilere Gebirgsabfall liegt.

c) Vertikale Gliederung.

Die Höhenverhältnisse der Faltungsgebirge gestalten sich ziemlich einfach und einheitlich. Wie verwickelt ihr Aufbau sein mag, welch beliebigen Ausschnitt einer Faltungszone ein Gebirge darstellt, so werden dessen Gipfelhöhen von den (S. 161) entwickelten Regeln beherrscht. Falls nicht einzelne aufgesetzte Vulkane vorhanden sind, so bestehen alle Gipfel aus widerstandsfähigen Gesteinen; Nachbargipfel sind nahezu gleich hoch ganz ohne Rücksicht auf den geologischen Horizont der sie zusammensetzenden Schichten, und insgesamt bezeichnen die höchsten Gipfel ein bestimmtes Niveau, das obere Denudationsniveau. Dasselbe stellt eine sanft gewölbte Fläche dar, welche sich allenthalben nach den Abfällen des Gebirges hin senkt. Ein Transversalschnitt zeigt daher etwa in der Mitte die beträchtlichsten Erhebungen, welche, wie H. B. de Saussure bereits erkannte [1]), etwa der Medianachse des Gebirges folgen. Je nachdem nun dies letztere die Faltungszone ganz oder nur teilweise umfaßt, wechselt die Lage der höchsten Gipfel in Bezug auf den inneren Aufbau. Bei polygenetischen Zonen sieht man daher die kulminierenden Punkte bald auf den ältesten Faltungszonen, hier an das zu Tage tretende Grundgebirge geknüpft (Alpen, Zentralkarpathen), bald auf jüngeren Faltungszonen (Waldkarpathen, Apennin), wenn die älteren Zonen auf der Innenseite bereits eingebrochen sind; bei monogenetischen Zonen liegen die höchsten Gipfel bald im Bereiche der Maximalfaltung (Schweizer Jura), bald auf der Austönungszone (Appalachien in Pennsylvanien). Von den höchsten Erhebungen

[1]) Voyages. I. § 330.

aus senkt sich das obere Denudationsniveau häufig in ungleicher Weise nach den Längsabfällen, bei den Ostalpen z. B. im Bereiche der Hauptfaltungszone rascher als über der Austönungszone, ohne daß sich aber hier allgemeine Regeln aufstellen lassen, wie denn auch die Lage der höchsten Gipfel keine absolut mediane ist. Bei Virgationen treten die Hauptgipfel gelegentlich auf die Nebenzone über (südlicher Ural, Ostalpen).

Auch in longitudinaler Richtung erscheinen die Hauptgipfel der Faltungsgebirge oft zentral gelegen, wie z. B. in den Alpen, in den Pyrenäen, im Kaukasus und Himalaya, manchmal aber sind sie auch dem einen Gebirgsende genähert und nach dem andern hin erfolgt eine allmähliche Abnahme der Gipfelhöhen, wie z. B. in den Appalachien, welche ihre Haupterhebungen nahe ihrem Südende besitzen. Ebensowenig wie in transversaler Richtung finden sich in der longitudinalen Beziehungen zwischen Faltungsintensität und Gipfelhöhe: keineswegs stellt die größte Anschwellung in der Längsachse des Gebirges den Ort intensivster Faltung dar.

Die Faltungsgebirge bezeichnen keine bestimmte Form von Erhebungen, hier ragen sie als Hochgebirge (Alpen, Himalaya) auf, dort bilden sie flachwellige Mittelgebirge (Appalachien, Schweizer Jura) und manchmal markiert sich selbst eine Zone maximaler Faltung nicht einmal als besondere Unebenheit (belgische Kohlengebiete). Hieraus, sowie aus dem Mangel bestimmter Beziehungen zwischen den Höhenverhältnissen und dem geologischen Bau ist zu entnehmen, daß die Faltungsgebirge so wie sie vorliegen, nicht das unmittelbare Produkt der Erhebung der Erdkruste sind, sondern daß sie ihre Ausgestaltung im wesentlichen durch erodierende und denudierende Prozesse erhalten haben, welche so stark wirkten, daß sie ein bestimmtes Gipfelniveau schufen. Der Umstand, daß das letztere unbekümmert um die geologische Struktur unweit der Medianachse in der Nachbarschaft der Wasserscheide seine größte Erhebung aufweist, kommt in dieser Hinsicht sehr maßgebend in Betracht; es bestehen gewisse Beziehungen zwischen

Entwässerung und Erhebung. Dieselben können jedoch, wie die Gebirgsstruktur lehrt, nicht primäre sein und deuten an, daß die Massentransporte so lange wirkten, bis sie die durch die Krustenbewegungen geschaffenen Unebenheiten soweit ausglichen, daß die Faltengebirge nunmehr ähnlich zerthalten, zweiseitig abgedachten Plateaus erscheinen.

Alle die Regeln, welche für die Entstehung von Mittel- und Hochgebirgen (Bd. II. S. 165) entwickelt wurden, gelten vollauf für die Faltungsgebirge. Sobald sich längs einer starren Scholle die Schichten rascher aufwölben, als die Denudation vorschreitet, entsteht ein Faltungsabfall, dessen Bildung für das Intensitätsverhältnis von Denudation und Schichtfaltung Zeugnis ablegt. Mit dem anwachsenden Faltenabfalle verschiebt sich das obere Denudationsniveau, während das untere stabil bleibt und etwa durch die Oberfläche der starren Scholle bezeichnet wird. Sobald der Abstand beider Niveaus über 1000 m geworden ist und die Erosion denselben aufschließen konnte, entstehen durch Erosion und Denudation Hochgebirgsformen, deren Auftreten erkennen läßt, daß die Faltung ziemlich intensiv von statten ging. Das Auftreten von Mittelgebirgsformen im Bereiche der Hauptfaltungszonen lehrt unter gleichen Erwägungen, daß die Faltung mit geringerer Intensität geschah, so daß das obere Denudationsniveau nicht um den genannten Betrag vom unteren entfernt wurde; oder aber, daß der Faltungsprozeß ausgesetzt hat, und daß ursprünglich vorhandene Hochgebirgsformen durch die fortschreitende Denudation in solche des Mittelgebirges verwandelt wurden. Wenn endlich die Zone maximaler Schichtfaltung nicht als Gebirge erscheint, sondern bloß eine flache Schwelle bildet, so beweist dies entweder eine sehr geringe Intensität der Faltungsvorgänge oder ein sehr hohes Alter der Faltungszone.

Die großen Hochgebirge der Erde sind nicht bloß fast durchwegs an Faltungszonen geknüpft, sondern sind zugleich auch verhältnismäßig junger Entstehung, während jene Faltungsgebirge, welche Mittelgebirgscharaktere aufweisen, größtenteils (Appalachien) sehr alt und nur ausnahmsweise, wie z. B. im Kettenjura, jung (tertiär) sind, in welch letzterem Falle sie sich aber durchweg mit Hochgebirgen räumlich verbinden. Die Faltungszonen endlich, welche nicht gebirgig sind, sind uralt. Hieraus ist zu entnehmen, daß die Faltungsintensität der Erdkruste im allgemeinen groß genug ist, um der Erosion und Denudation die Herausarbeitung von Hochgebirgs-

formen zu ermöglichen, wogegen die mittelgebirgischen Faltungszonen ihre Gestalt seltener deswegen erhalten haben, weil die Faltung die beiden Denudationsniveaus nicht genügend voneinander zu entfernen vermochte, sondern im allgemeinen, weil die Faltung aufgehört hat, der stetig wirkenden Denudation entgegen zu arbeiten. Sie sind daher meist erlöschende Faltungsgebirge. Ungebirgige Faltungszonen endlich erscheinen als Endresultate der gänzlichen Abtragung eines früheren Faltungsgebirges, sie sind echte Gebirgsrümpfe, die ihrerseits durch Verbiegungen wieder in Schwellen verwandelt werden können.

Die monogenetischen Faltungsgebirge sind, da sie einem einmaligen Faltungsprozeß ihre Entstehung danken, vorübergehende Erscheinungen und werden bald zu Mittelgebirgen erniedrigt. Die polygenetischen Faltungsgebirge hingegen sind permanent. Sie erneuern sich zeitweilig, der Faltungsprozeß ruht in ihnen wahrscheinlich nie ganz und äußert sich manchmal in besonderer Intensität; unablässig wirkt ihm die Abtragung entgegen, sie erscheinen wegen der kräftigen Entfaltung von Krusten- und Massenbewegung gewöhnlich als Hochgebirge. Ihre älteste Hauptfaltungszone bildet den ursprünglichen Stamm des Gebirges, ihre Erhebung wurde abgetragen und ihre Trümmer wurden über die Umgebung gebreitet. Am mächtigsten lagerten sie sich im Vorlande ab, welches währenddem eine allmähliche sehr langsame Senkung erfuhr, so daß nach und nach Schichten von gelegentlich weit mehr als 1000 m Mächtigkeit teils auf dem Lande, teils in seichtem — süßem oder salzigem — Wasser abgelagert wurden. Die zeitweilig sich neu belebende Faltung ergriff diese mächtigen Ablagerungen und gliederte dieselben in Form einzelner Falten an das bereits bestehende Gebirge an, welches als ziemlich starre Masse bewegt, förmlich an sie herangeschoben wurde. Dieser Vorgang wiederholte sich in den westlichen Ostalpen mindestens dreimal. In den Westalpen und im Himalaya läßt sich nachweisen, daß das Material der angegliederten Falten in inniger Beziehung zum älteren Gebirge steht;

man kann in den angegliederten Zonen die Trümmer jener Gebiete nachweisen, an welche die Angliederung erfolgte (vergl. Bd. II. S. 130). In einigen Fällen lassen sich sogar bestimmte Thalgebiete erkennen, welche vor Angliederung mancher Zonen vorhanden waren, und welche noch heute bestehen, sich quer durch die angegliederte Zone fortsetzend. Die Flüsse jener Thäler hatten daher während der Angliederung der Zonen ihre eigenen Anschwemmungen zu durchschneiden. Es sind die Querthäler der polygenetischen Faltungsgebirge sehr alt und in den jüngeren Zonen gleichzeitig mit der Faltung entstanden. Die Erosion hat der letzteren Schritt gehalten.

Die langsame Senkung des Vorlandes polygenetischer Faltungsgebirge und die spätere Faltung derselben entsprechen durchaus jenen Vorgängen, welche sich überhaupt für jedwelche Gebirgsbildung durch Faltung feststellen lassen. Finden sich doch die großen Faltungsgebirge überhaupt an Orten, an welchen Sedimente in großer Mächtigkeit abgelagert wurden, und zwar unter Verhältnissen, welche bezeugen, daß eine allgemeine Senkung des Landes die Schichtablagerung begünstigte. Die langsame Bildung einer großen Geosynklinale, die langsame Ausfüllung derselben mit Sedimenten und hierauf eintretende Schichtfaltung, das sind die drei Momente, welche die Bildung der Schichten aller Faltungsgebirge bestimmte. Es dauerte die Bildung der Geosynklinalen und Ausfüllung derselben mehrere geologische Perioden, während sich die Faltung meist in einer einzigen Epoche vollzog.

Manche Faltungsgebirge haben noch nach ihrer Ausgestaltung Verbiegungen erfahren, durch welche die Thalbildung hier belebt, dort unterbunden wurde. Das Auftreten von regelmäßig zu Systemen sich ordnenden Thalstufen und -Leisten, sowie das Vorhandensein verschütteter Thäler sind die morphologischen Kennzeichen dieser Vorgänge, deren Spuren in den Westalpen verfolgt wurden (vergl. S. 320), namentlich aber in der Sierra Nevada Californiens vorliegen. Letztere wurde nach Faltung der Kreideschichten bis zum unteren Denudationsniveau abgetragen und erhielt erst durch spätere, das Pliocän noch betreffende Verbiegungen ihre jetzigen Erhebungsverhältnisse[1]). Vergl. Bd. II. S. 360.)

---

[1]) Diller, Revolution in the Topography of the Pacific Coast. Journ. of Geology. Chicago. II. 1894. p. 32.

A. Heim[1]) hält die von ihm in den Westalpen nachgewiesene Einbiegung des Gebirges, welche die Verschüttung großer Thalstrecken verursachte, für eine notwendige Folge der Gebirgserhebung. Nachdem durch Horizontalschub das Gebirge aufgetürmt, bewirkt dasselbe durch seine Last ein Einsinken. Es handelt sich aber in der Schweiz nicht bloß um ein Einsinken des Gebirges, sondern zugleich um die Aufwölbung einer flachen Geoantiklinale vor demselben; und in den Ostalpen sind nur einzelne Gebirgsteile eingesunkene. Man hat es in allen diesen Fällen mit einfachen, vom inneren Gebirgsbaue unabhängigen, wie es scheint, periodisch erfolgenden, bald nach aufwärts, bald nach abwärts sich richtenden Verbiegungen zu thun.

d) Die Faltungsgebirgsthäler.

Die Faltungsgebirge sind namentlich durch das Auftreten der tektonischen Thäler ausgezeichnet. Die Längsthäler sind meist sehr breite Einschnitte, welche beiderseits gewöhnlich von verschiedenen Gesteinen begleitet werden, ohne daß sich jedoch immer entscheiden ließe, ob Monoklinal-, Antiklinal- oder Isoklinalfurchen vorliegen. Häufig ergeben sich Anzeichen dafür, daß diese Thäler erodiert sind; manchmal aber führen sie nach jenen Ebenen, welche sich zwischen die ausstrahlenden Aeste einer Virgation drängen. Indem also die Thalgehänge aus den Gehängen der divergierenden Erhebungen hervorgehen, erscheint das Thal selbst als ein aufgebautes oder wenigstens durch den Gebirgsbau direkt veranlagtes. Solche Hauptlängsthalzüge der Faltengebirge liegen oft an den Stellen, wo einzelne Faltungszonen aneinander geschweißt sind, oder zwischen großen Längsbrüchen, wie das appalachische Thal zwischen den Blue Mountains und den Alleghanybergen, in sie münden von rechts und links Querthäler, welche gewöhnlich weit enger sind und je nach der horizontalen Gliederung aus einer Gebirgsfieder oder einem Gebirgsroste hervorgehen. Dies regelmäßige Zusammenvorkommen von Längs- und Querthälern auf große Strecken

---

[1]) Die Entstehung der alpinen Randseen. Vierteljahrsschr. naturf. Gesellsch. Zürich. XXXIX. 1894.

hin bildet einen Grundzug in der Gestaltung aller Faltungsgebirge und eine Verschiedenheit des Habitus ergibt sich dabei nur insofern, als bald die eine, bald die andre Thalform vorwaltet. So sind die Ostalpen durch große Längsthäler ausgezeichnet, welchen die Querthäler untergeordnet sind, in den Westalpen herrscht das umgekehrte Verhältnis; der südliche Himalaya hat vorwiegend transversale Einschnitte, der nördliche hingegen ist durch longitudinale Furchen charakterisiert. Die Längsthäler sind meist gegeneinander geöffnet und bilden große Thalfluchten, die Querthäler sind hingegen der Regel nach geschlossen, seltener sind sie gegeneinander geöffnet. Zu den Längs- und Querthälern gesellen sich stellenweise noch Durchbruchthäler, welche das ganze Gebirge als ein einziges Querthal oder als alternierende Quer- und Längsthalstrecken durchsetzen.

Werfen die Querthäler polygenetischer Faltungsgebirge durch die vor ihrem Ausgange abgelagerten Gebilde ein bedeutsames Licht auf die Entstehung der Gebirge, so gilt dies in gleichem Maße auch von den Längsthälern. In denselben finden sich vielfach Schichten, welche vor der Angliederung der jüngsten Zonen abgelagert wurden. So hat man in den Ostalpenthälern die Gosauschichten der jüngeren Kreide, sowie eocäne und miocäne Bildungen, welche in den betreffenden Thälern als Senkenbildungen abgelagert wurden (vergl. S. 130); diese Schichten sind durchweg verworfen worden, während die gleichalterigen Schichten an der Vorderseite in Form von Falten angegliedert wurden. Es waren also die Hauptthäler des Gebirges bereits gebildet, als letzteres noch in Fortfaltung begriffen war; dieser Faltungsprozeß geschah lediglich am Faltenabfall, nicht im Inneren; die hier auftretenden gefalteten Zonen verhalten sich starr.

Die großen Quer- und Längsthäler der polygenetischen Faltungsgebirge sind sehr alt; beide sind mit der Entstehung der Gebirge innig verwachsen und es walten bald die einen, bald die anderen vor, je nachdem die Entwickelung des Gebirges von statten ging. Dort, wo

sich die einzelnen Faltungszonen dicht aneinander drängten und jede neue sich unmittelbar an die älteren anschweißte, mußten die Flüsse der letzteren stets die sich aufwölbenden jungen Falten durchschneiden, da ihnen kein anderer Ausweg blieb; dort hingegen, wo diese Angliederung nicht unmittelbar erfolgte, konnten die Abflüsse der älteren Zonen durch die in einiger Entfernung sich aufwölbenden jüngeren Zonen verdrängt werden, indem sich ihnen ein Ausweg in dem zwischen beiden Zonen bleibenden Raume bot, welcher ursprünglich ein Umwallungslängsthal darstellte, im Laufe der Zeiten aber in ein ausgearbeitetes übergeführt werden konnte. Die Hauptquerthäler herrschen in den gedrängten Faltungszonen, die Hauptlängsthäler in den beginnenden Virgationen.

Die großen Durchbruchthäler ganzer Faltungszonen sind in den meisten Fällen wohl ähnlich aufzufassen wie die Querthäler in den jüngeren Zonen polygenetischer Züge; es sind Thäler, deren Einschneiden der Gebirgserhebung Schritt zu halten vermochte und sie sind an Flüsse geknüpft, welche durch Erhebung des Gebirges nicht aus ihrer Lage verschoben werden konnten. Auch diese Durchbrüche finden sich zumeist an Stellen, wo die Faltungszonen dicht geschart sind und auch hinsichtlich ihrer Beziehungen zum Schichtbau sind die Bemerkungen S. 94 zu erwägen.

Die großen tektonischen Thäler, sowie die großen Durchbrüche sind die ursprünglichen Thäler des Gebirges, nämlich diejenigen, welche während der Faltung eingeschnitten wurden, was durch dislozierte Sedimente nachgewiesen werden kann. Neben diesen ursprünglichen Thälern gibt es auch noch spätere angepaßte Thäler, welche erst längst nach der Faltung entstanden. Bildete sich irgendwo ein Verwerfungsabfall als neue Seiten- oder Rückenbegrenzung des Gebirges, so veränderte derselbe die Gefällsverhältnisse der benachbarten Flüsse; auf der abgesunkenen Seite häuften dieselben Material an, auf der anderen schnitten sie ein, die Thalbildung drang entsprechend der Höhe des Abfalls in

das Gebirge und stellte direkte Wege von innen nach außen dar.

Nur so ist es erklärlich, warum bei Scheidegebirgen die Wasserscheide eine annähernd mediane Lage hat, selbst in den Fällen, in welchen die innersten Hauptfaltungszonen bereits abgebrochen sind, wie z. B. bei den Waldkarpathen. Die zwischen den Thälern sich entfaltende Abspülung erniedrigt die Kämme durchschnittlich dermaßen, daß letztere ungefähr dieselbe relative Höhe erhalten, also in der Mitte des Gebirges die größten absoluten Erhebungen aufweisen.

Man hat in einem Faltungsgebirge die verschiedensten ursprünglichen und angepaßten Thäler nebeneinander, welche ihre Bezirke vielfach gegeneinander verschoben haben. Bei fortschreitender Abtragung kann es wohl unter Umständen vorkommen, daß das angepaßte Thalsystem das ursprüngliche gänzlich verwischt und verdrängt. In seiner Anlage ahmt es dann die Anordnung des ursprünglichen nach, es bildet sich ein Netz ausgearbeiteter Längs- und Querthäler, wie denn auch die Erosion der untergeordneten Thäler zwischen den einzelnen Hauptquerthälern zur Anlage von ausgearbeiteten, sekundären Längsthalfluchten führen kann, die in echte Längsthäler verwandelt werden. Der Umstand, daß in den Faltungsgebirgen die verschiedenartigsten Schichten in schmalen Streifen nebeneinander gelegt sind, bedingt, daß die fortschreitende Denudation hier immer von neuem (solange Deckgebirge vorhanden ist) zur Bildung von Längsthälern führt.

e) Geschichtliches über die Dislokation der Faltungsgebirge.

Schon Steno[1]) erkannte eine Beziehung zwischen Schichtstörungen und den Unebenheiten der Erdoberfläche und bereits John Michell[2]) behauptete, daß in den höchsten Gebirgen gefaltete Schichten auftreten. Den Parallelismus zwischen dem Schichtstreichen und der Richtung der Gebirgsketten erkannte

---

[1]) De solido intra solidum naturaliter contento. 1669. Vergl. F. Hoffmann, Geschichte der Geognosie. 1838. S. 41.

[2]) Conjectures concerning the Cause of Earthquakes. Phil. Trans. LI. 1760. p. 566.

H. B. de Saussure[1]; es entgingen ihm auch die Schichtfaltungen nicht, aber er hielt die letzteren jedoch nur für Bizarrerieen und Naturspiele[2]. Erst durch die Untersuchungen von Thurmann[3] über den Schweizer Jura, durch die Studien von Sir Henry de la Beche[4] über das südwestliche England, namentlich aber durch die Arbeiten von W. B. Rogers und H. D. Rogers[5] über die Appalachien wurde der Aufbau von Faltungsgebirgen des genaueren bekannt. H. D. Rogers hat die einschlägigen Regeln über die asymmetrische Anordnung der Falten und die schräge Stellung derselben später mehrfach entwickelt[6]. Allein diese Erfahrungen wurden lediglich an Deckfaltengebirgen gewonnen; für die heteromorphen Faltungsgebirge, welche sowohl aus Deckgebirge als auch aus Grundgebirge bestehen, wurde vielfach ein anderer Bau angenommen; man sah lediglich das Deckgebirge derselben als gefaltet an, für das Grundgebirge aber supponierte man eine andere Struktur und erachtete dasselbe für aus der Tiefe gequollen oder als zusammenhängende Masse emporgehoben, welche Vorgänge zugleich entsprechend den Anschauungen von Sir James Hall[7] auch als Ursache der Faltung angesehen wurden. Dies ist z. B. der Standpunkt, welchen R. Murchison[8] hinsichtlich des Ural und der Alpen einnahm. Eduard Sueß[9] hat gezeigt, daß die Alpen den allgemeinen asymmetrischen Bau der Faltungsgebirge besitzen. A. Heim[10] lehrte, daß das Grundgebirge der Westalpen in ganz derselben Weise gefaltet ist, wie das Deckgebirge und daß der Gegensatz zwischen „Zentralalpen“ und „Kalkalpen“ im wesentlichen ein petrographischer ist. Auf die Verschiedenalterigkeit der einzelnen Zonen wurde man zeitig

---

[1]) Voyages dans les Alpes. I. 1779. §§ 577. 2302.

[2]) Ebenda §§ 472. 475.

[3]) Essai sur les soulèvements jurassiques de Porrentruy. 1832.

[4]) Report on the Geology of Cornwall, Devon and West Somerset. London 1839.

[5]) On the Physical Structure of the Appalachian Chain, as exemplifying the Laws which have regulated the Elevation of great Mountains Chains, generally. Reports of the Assoc. of American Geologists and Naturalists. Boston 1843. p. 474.

[6]) On the Laws of Structure of the more disturbed Zones of the Earths Crust. Trans. R. Soc. Edinburgh. XXI. pt. III. 1855. p. 431. — The Geology of Pennsylvania. London and Philadelphia. II. 1858.

[7]) On the vertical Position and Convolutions of certain Strata. Trans. R. Soc. Edinburgh. VII. 1812. p. 79.

[8]) The Geology of Russia and the Ural Mountains. London 1845. I. p. 461, 646. — Quart. Journ. Geolog. Soc. V. 1849. p. 157.

[9]) Die Entstehung der Alpen. Wien 1875.

[10]) Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878. II. S. 111.

aufmerksam. Schon B. Studer[1]) legte dar, wie die Molassenzone an die bereits erhobenen Westalpen angegliedert wurde, aber erst J. D. Whitney erkannte die randliche Angliederung neuer Faltenzonen in ihrer vollen Bedeutung[2]), nachdem bereits Medlicott für den Himalaya den Beweis geführt hatte, daß dessen jüngste Zonen aus den Trümmern der älteren bestehen und an diese wie an älteres Land angegliedert wurden[3]). Die von ihm befürwortete gleiche Auffassung der schweizerischen Nagelfluh[4]) ist von J. Früh[5]) erwiesen worden. E. v. Mojsisovics[6]) ist gleichfalls für die successive Angliederung einzelner Zonen an die Alpen eingetreten.

Der Amerikaner James Hall[7]) lehrte für die Appalachien, daß sich dieselben an Orten außergewöhnlich mächtiger Sedimententwickelung befinden, er war geneigt anzunehmen, daß durch die Mächtigkeit der Sedimente die Erdkruste am Orte des Gebirges niedergepreßt worden sei — worin ihm manche gefolgt sind, er unterließ jedoch Beziehungen zwischen der Sedimentation und Gebirgsbildung zu entwickeln. Derartige Beziehungen haben Joseph Le Conte[8]), F. W. Hutton[9]), Mellard Reade[10]) und E. Reyer[11]) aufzufinden gesucht. Dieselben knüpfen im allgemeinen an die Erwägung, daß durch die Sedimentablagerung eine Veränderung des thermalen Zustandes der Kruste bewirkt wird, indem die Schichten durch die Erde erwärmt werden, wobei zugleich ihre Unterlage eine stärkere Erwärmung erfährt. Le Conte schließt hieraus auf eine Erweichung der Kruste unter der Sedimentbedeckung, so daß jene dahier durch Seitendruck leicht in Falten gelegt werden könnte, während Hutton und Reade die Schicht-

---

[1]) Geologie der Schweiz. 1853. II. S. 388.

[2]) Earthquakes, Volcanoes and Mountain Building. Cambridge, Mass. 1871. p. 104.

[3]) On the Geological Structure and Relations of the Southern Portion of the Himalayan range between the rivers Ganges and Ravee. Mem. geolog. Survey of India. III. 1865.

[4]) The Alps and the Himalayas. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XIV. 1868. p. 34.

[5]) Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz. Denkschr. d. schweiz. naturf. Gesellsch. XXX. 1888. S. 123.

[6]) Die Dolomitriffe von Südtirol. Wien 1879. S. 29, 527.

[7]) Introduction to the third volume of the Palaeontology of New York. Albany 1859. — Vergl. Vose, Orographic Geology. Boston 1866. p. 47, und Dana. Am. Journ. (3). V. 1873. p. 347.

[8]) A Theory of the Formation of the great Features of the Earth's Surface. Am. Journ. (3). IV. 1872. p. 345, 460.

[9]) On the Formation of Mountains. Geolog. Mag. X. 1873. p. 166—174. (2). I. 1874. p. 22—28.

[10]) The Origin of the Mountain-Ranges. London 1886.

[11]) Ursachen der Deformationen und der Gebirgsbildung. Leipzig 1892.

faltung direkt auf eine Expansion durch Erwärmung der Sedimente zurückführen, wobei Reyer eine geneigte Unterlage voraussetzt. J. D. Dana[1]) hingegen betonte lediglich die Aufeinanderfolge der Vorgänge und führte aus, daß sich am Orte des Gebirges früher eine flache Geosynklinale befand, deren fortschreitende Bildung die Ablagerung ungemein mächtiger Sedimente ermöglichte, worauf später eine Schichtfaltung eintrat. Dieser Auseinandersetzung, welche zum erstenmale die Gesamtgeschichte eines Faltengebirges in allen seinen Phasen aufdeckte, ist nun so eher beizupflichten, als sich die Areale besonders mächtiger Sedimentation und die gefalteter Schichten keineswegs vollständig decken, es finden sich z. B. auf dem Coloradoplateau sehr mächtige, ungefaltete Sedimente, während die bei weitem weniger mächtigen Ablagerungen des Deckgebirges in den Alpen eine ganz besondere Faltung erlitten haben. Dafür aber zeigt sich hier, daß in den Ostalpen die Bildung der Geosynklinalen während der Juraperiode anhielt, ohne von einer entsprechenden Sedimentation begleitet zu werden. Nicht die Schichtmächtigkeit ist es, welche die Faltung bedingt, sondern der durch mehrere geologische Perioden anhaltenden Bildung einer Geosynklinalen, die ganz oder teilweise mit Sedimenten erfüllt wurde, folgt die Schichtfaltung während einer einzigen Epoche.

J. D. Dana zeigte in der eben erwähnten Arbeit, daß die Epochen der Schichtfaltung auf dem nordamerikanischen Kontinente periodisch und zwar im Osten und Westen gleichzeitig wiederkehrten, nämlich nach Schluß des Untersilurs, am Schlusse des Karbon, nach Schluß der Juraperiode und während der Tertiärperiode, welche Hauptfaltungszeiten die Erforschung des nordamerikanischen Westens glänzend nachzuweisen vermochten[2]). Dieselben Zeiten aber bezeichnen auch Epochen der Schichtfaltung in Europa. Längst schon weiß man, daß hier das Mittelsilur (Schottland, Thüringen), der Schluß des Karbon (deutsche Mittelgebirge), die mittlere Kreide (Ostalpen, Karpathen) und das jüngere Tertiär (Pyrenäen, Alpen, Karpathen, Apennin) durch die Erhebung von Faltengebirgen ausgezeichnet sind, und Eduard Sueß hat hier die Reste eines vordevonischen kaledonischen, eines postkarbonischen armorikanischen und variscischen, sowie eines cretaceisch-tertiären alpinen Gebirgssystemes nachweisen können[3]). Es läßt sich heute von den bestuntersuchten Teilen der Landoberfläche, welche sich nebst den dazwischen gelegenen Meeren über ein Viertel der ganzen Erdoberfläche breiten, sagen, daß die hauptsächlichste Schichtfaltung periodisch eintrat, und zwar durch län-

[1]) On some Results of the Earth's Contraction from Cooling, including a discussion of the Origin of Mountains and the nature of the Earth's Interior. Am. Journ. (3). V. 1873. p. 423.

[2]) Clarence King, Systematic Geology U. S. geolog. Explor. of the 40th parallel. Washington 1875. p. 758.

[3]) Ueber unterbrochene Gebirgsfaltung. Sitzber. k. Akad. Wien. Math.-naturw. Klasse. XCIV. I. Abt. 1886. S. 111.

gere Zeiträume voneinander getrennt, während welcher sich große Geosynklinalen bildeten. Dabei aber erfolgte die Faltung immer, es sondern sich nur Zeiten größerer und geringerer Intensität.

Eine eingehende kritische Darstellung der älteren Theorieen über Gebirgsbildung lieferte Georg Vose[1]); mit neueren Theorieen beschäftigte sich Jos. Le Conte[2]). Experimente über die Entstehung von Faltungsgebirgen stellte E. Reyer[3]) an.

5. Die geographische Verbreitung der Faltungs- und Bruchgebirge.

a) Thatsächliches.

Die Faltungsgebirge sind auf einen vergleichsweise kleinen Teil der Landoberfläche beschränkt, und zwar sind sie im Vereine mit den aus ihnen hervorgegangenen zerbrochenen Gebirgen, mit den großen Senkungsfeldern und ringsum scharf umgrenzten Hochländern die charakteristischen Oberflächenformen der labilen Teile der Erdoberfläche. Daß sie zu letzteren gehören, lehrt einerseits die außergewöhnliche Mächtigkeit der sie zusammensetzenden Schichten, welche auf Senkungsvorgänge während der Ablagerung schließen läßt, andererseits die nachfolgende Erhebung. Die großen Faltengebirge gehören zu den Teilen der Erdoberfläche, an welchen zeitlich der Wechsel von Höhen und Tiefen am raschesten von statten ging und an welchen die Sedimente einen raschen Wechsel der Mächtigkeit und der Facies zeigen.

Die großen Faltungsgebirge beschränken sich, wie Eduard Sueß in seinem monumentalen „Antlitz der Erde“ lehrte und wie M. Neumayr[4]) auf einem Kärtchen zeigte, auf einen Hauptgebirgsgürtel, welcher einerseits die bekannten Gestade des Pazifik umschlingt und andererseits die alte Welt von den Sundainseln über den Himalaya, durch Persien und Kleinasien und in den Mittelmeerländern bis zur Straße von Gibraltar hin durchzieht.

---

[1]) Orographic Geology; or, the Origin and Structure of Mountains. Boston 1866.

[2]) Theories on the Origin of Mountains-Ranges. Journ. of Geology. Chicago. 1893. I. p. 543.

[3]) Geologische u. geographische Experimente. I. Leipzig 1892.

[4]) Erdgeschichte. 1887. II. S. 655.

Die alte Welt wird durch diesen Gürtel in zwei Teile zerlegt: südlich desselben bilden Afrika, Syrien und Arabien, Madagaskar und Vorderindien die ähnlich struierten Gebiete von Indoafrika, während im Norden Eurasien sich als eine ziemlich mannigfaltig zusammengesetzte Landmasse darstellt. In der neuen Welt beschränkt sich der Hauptgebirgsgürtel, welcher nach seiner Faltung vielfache Verbiegungen und Verwerfungen erlitten hat, im wesentlichen auf die pacifische Seite, nur in den Antillen eine ostwärts gerichtete Schlinge bildend, welche Nord- und Südamerika tektonisch trennt. Die von Buffon ausgesprochene, von A. v. Humboldt und John Herschel geteilte Ansicht, daß die alte Welt durch ein großes Transversalgebirge mit ostwestlichem Streichen durchzogen sei, während sich die neue an ein meridional gerichtetes Longitudinalgebirge anlehne, findet in diesen Darlegungen Bestätigung.

Der Hauptgebirgsgürtel birgt die größten Erhebungen der Erdoberfläche, die zwischen 6800 und 8800 m kulminierenden Gipfel der alten und neuen Welt. Im übrigen Lande sind es lediglich Vulkankegel, welche sich über 4000 m hoch erheben, die Schollen- und erloschenen Faltungsgebirge nähern sich nur selten jener Höhe. Der Hauptgebirgsgürtel umfaßt die ausgedehnten Hochländer und die meisten der großen Steilabfälle der Erdoberfläche, und zwar namentlich diejenigen, welche Hoch- und Tiefländer voneinander trennen, er wird ferner von den Hauptwasserscheiden begleitet, welche sohin allgemein dem Pazifik genähert sind, dagegen kommen die großen Tiefländer dem übrigen Lande zu. Meist zusammenhängende, linear gedehnte Gebirge, die sogenannten Kettengebirge mit Hochgebirgsformen zeichnen das Hauptgebirgsband aus, zusammenhangslose Einzelerhebungen, die sich nach verschiedenen Richtungen erstrecken und selten besonders auffällige Längsmaße besitzen, die sogenannten Massengebirge mit Mittelgebirgsformen, charakterisieren das übrige Land [1]).

---

[1]) Vergl. M. Neumayr, Ketten- u. Massengebirge. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenver. 1888. S. 1.

Nicht alles Land im Bereiche des Hauptgebirgsgürtels tritt in Gestalt von Faltungsgebirgen entgegen. Es konzentriert sich auch hier die Faltung auf einzelne Zonen, welche öfters an den Rand des Gürtels gerückt sind und zwischen sich große Hochflächen einschließen oder welche isolierte Tiefländer, gelegentlich selbst Ingressionsmeere umspannen. Dabei beschreiben die Faltungszonen meist Bogen, welche entweder guirlandenähnlich an einzelnen Punkten gleichsam aufgehängt erscheinen, in welchen sie oft unter rechtem Winkel zusammenstoßen oder welche sich wirbelförmig um einen bestimmten Punkt ordnen. Bei der ersteren Form der Anordnung liegt an der Innenseite der Bogen entweder ein Hochland (Kleinasien, Persien, Tibet, Peru) oder ein Tiefland, das häufig durch ein Ingressionsmeer ersetzt ist (Ostasien). Das Vorspringen der Gebirgsbogen erinnert einigermaßen an das bastionenartige Vorspringen der Gebirge, welches Bourguet mutmaßte: die Stelle, an welcher zwei Gebirgsbogen nahezu senkrecht aufeinanderstoßen, ist deren Scharung.

Das Wort Scharung ist der Bergmannssprache entnommen. „Zwei Gänge scharen sich, wenn sie unter einem spitzen Winkel zusammenkommen und dann gemeinschaftlich fortstreichen [1].“ In diesem Sinne sprach zuerst A. v. Humboldt [2] gelegentlich der Betrachtung des Kuenluen und Hindukusch von einem Anscharen der Gebirge, indem er ausführte, daß diese beiden Gebirge sich geradlinig aneinanderschließen, während sich der Himalaya nur an den Kuenluen schart, d. h. im allgemeinem parallel mit demselben verläuft, schließlich aber doch sich mit demselben vereinigt. In ähnlichem Sinne redet auch Ed. Sueß von sich anscharenden Gebirgen [3]; außerdem aber bezeichnet er als Scharung das Zusammentreten verschiedener Gebirgsbogen, so z. B. des Himalaya und Hindukusch (große indische Scharung) [4], und spricht auch von der Scharung des variscischen und armorikanischen Bogens [5]. In letzterem Sinne wird hier das Wort gebraucht.

---

[1]) A. v. Groddeck, Die Lehre von den Lagerstätten der Erze. Leipzig 1879. S. 48.

[2]) Zentralasien. I. S. 97, 197.

[3]) Das Antlitz der Erde. I. S. 305.

[4]) Ebenda S. 545, 574.

[5]) Sitzber. k. Akad. Wien. Math.-naturw. Kl. XCIV. 1886. S. 112.

Seltener als die guirlandenförmige ist die wirbelförmige Anordnung der einzelnen Gebirgsbogen. Sie tritt namentlich in Südeuropa im Alpensysteme auf [1]) und wiederholt sich in den Antillen. Die Faltungszonen verlaufen hakenförmig gekrümmt, Tiefländer (Ungarn) oder Ingressionsmeere (westliches Mittelmeer) umschließend, und zweimal wiederholt sich in Europa, daß sie schleifenförmige Ausstülpungen bilden, nämlich um die Poebene und untere Donauebene herum. Wie verschlungen nun aber auch die Anordnung mancher Faltungszonen ist, so kommt es doch nirgends zu einer Kreuzung derselben, wie solche A. v. Humboldt [2]) in Zentralasien nachzuweisen meinte. Peschel hat die Bedeutung dieser Thatsache bereits hervorgehoben [3]). Ziemlich selten treten neben den bogen- oder hakenförmig gekrümmten Gebirgszonen auch solche auf, die auf größere Entfernungen einen geradlinigen Verlauf innehalten. Es sind dies meist Scheidegebirge, die sich aus Tiefländern erheben und gewöhnlich gerade an der Grenze des Hauptgebirgsgürtels auftreten. Die Pyrenäen, der Kaukasus, der Thienschan und nach G. Wegener [4]) der Kwenlun sind einschlägige Beispiele.

Ed. Sueß [5]) nennt den Verlauf der einzelnen Hauptfaltungszonen Leitlinien des betreffenden Gebirgssystemes; er zeigt, wie in den Alpen die Leitlinien von der Struktur und Umgrenzung des vorgelagerten Schollengebirges beeinflußt werden, und hebt hervor, daß in der Struktur der Ostalpen sich die Umrisse des böhmischen Massives spiegeln [6]). Solche Beziehungen hatte auch Jourdy [7]) in der Struktur des Schweizer Jura zu den benachbarten Vogesen aufgefunden. Fritz Frech dagegen glaubt, daß rückwärts gelagerte Gebirge die Leitlinien bestimmen [8]).

---

[1]) Sueß, Das Antlitz der Erde. I. S. 302.

[2]) Zentralasien. I. S. 99, 571.

[3]) Neue Probleme. 2. Aufl. S. 85.

[4]) Versuch einer Orographie des Kwen-Lun. Z. G. f. E. 1891. S. 191.

[5]) Das Antlitz der Erde. I. S. 285, 302.

[6]) Die Entstehung der Alpen. Wien 1875. S. 20.

[7]) Orographie du Jura dôlois. Bull. Soc. Géolog. de France. (2). XXIX. 1872. p. 336.

[8]) Die Tribulaungruppe u. s. w. Richthofen-Festschrift. Berlin 1893. S. 77.

Die große Mannigfaltigkeit in der Erscheinung des Hauptgebirgsgürtels der Erde beruht aber nicht allein auf der Verschiedenartigkeit im Verlaufe der Faltungszonen und auf der verschiedenen Höhenlage des eingeschlossenen Landes, sondern namentlich auch auf dem Umstande, daß innerhalb des Gürtels die gefalteten Strecken nicht durchwegs als Gebirge auftreten. Die im Schichtbau verfolgbare Kontinuität der Faltung gilt nicht auch von den Faltungsgebirgen. Dieselben brechen vielfach quer zu ihrem Streichen ab, sind gelegentlich sogar in einzelne Gruppen zerbrochen, so daß sich zahlreiche Ebenen und namentlich Meere zwischen die einzelnen Gebirge des Gürtels drängen. Die meisten Ingressionsmeere gehören dem Hauptgebirgsgürtel an, ihre äußere Begrenzung wird gewöhnlich durch eine zerbrochene Faltungszone gebildet, deren einzelne Erhebungen als Inseln aufragen.

Die außerhalb des Hauptgebirgsgürtels gelegenen Landkomplexe „Indoafrika“, „Eurasien“, Nord- und Südamerika sowie Australien sind Schollen- und Verbiegungsländer, ohne daß es ihnen jedoch an Faltungsgebieten fehlte. Aber während im Hauptfaltungsgürtel die Faltung durch die Kreide- und Tertiärperiode anhielt, ist sie in den genannten Ländern bereits während der Karbonperiode erloschen und das Faltenland bildet hier Gebirgsrümpfe, seltener erloschene Faltungsgebirge (Appalachien, brasilianisches Küstengebirge, Ural), meist Grundschollengebirge, wie z. B. in Mittel- und Nordeuropa. Dies deutet entweder auf eine Verrückung der Hauptfaltungszonen und somit der labilen Gebiete auf der Erde oder auf eine Einengung derselben. Aber an diese alten Faltungszonen knüpfen sich durchaus nicht so bedeutende Gebirge wie an die jungen. Wohl sind Ural, Appalachien und das brasilianische Küstengebirge sehr langgedehnt, aber ihre Erhebung ist eine geringe.

Der vielfach hervorgehobene und mit der Größe der angrenzenden Ozeane in Beziehung gebrachte Höhenunterschied der amerikanischen Küstengebirge beruht darauf, daß die hohen pazifischen Gebirge dem Hauptgebirgsgürtel der jüngeren, känozoischen Gebirge

angehören, während die atlantischen Gebirge paläozoische Faltungszonen darstellen. Der Höhenunterschied führt sich also auf einen Altersunterschied zurück.

Die Bruch- und Stufengebirge sind die charakteristischen Gebirgstypen des außerhalb des großen Faltungsgürtels gelegenen Landes. Vielfach knüpfen sich jene Gebirge an die Nachbarschaft des Hauptfaltungsgürtels und wurzeln in einer erloschenen Hauptfaltungszone. Dies gilt von einigen deutschen Mittelgebirgen und vielleicht auch von den ihrer Struktur nach unbekannten Gebirgen des nordöstlichen Asiens. Im allgemeinen stehen diese Schollengebirge den jüngeren Faltungsgebirgen absolut und relativ an Höhe nach, sie sind wie schon erwähnt Mittelgebirge. Aber ihre Länge ist auffällig, wie z. B. das große Bruchgebirgssystem, welches Ed. Sueß in nahezu meridionaler Richtung von Syrien bis in das äquatoriale Afrika verfolgte [1]). Der größte Teil des außerhalb des großen Gebirgsgürtels gelegenen Landes wird jedoch von flachwelligen Senken eingenommen, es birgt die großen süd- und nordamerikanischen, sowie die vorderindischen Stromebenen. Das Flachland ist die vorwiegende Oberflächenform der stabilen Krustenteile.

b) Geschichtliches.

Sehr lebhafte Erörterungen haben über die Richtungen der Gebirge stattgefunden und man hat deren geographische Verbreitung vielfach mit der gesamten Erdgestalt in Verbindung gebracht, ohne allerdings dabei Falten- und Schollen-, sowie andere Gebirge zu unterscheiden. Zunächst meinte man einen allgemeinen Zusammenhang aller Gebirge zu erkennen, wodurch die Erde ein festes Gezimmer oder Knochengerüste erhielte. Athanasius Kircher [2]) unterschied Gebirgsmeridiane und Parallele, welche sich in bestimmten Knoten schneiden sollten. Dem pflichtete Bourguet bei, betonend, daß die longitudinalen und transversalen Ketten zickzackförmig verliefen, ein- und ausspringende Winkel

[1]) Beiträge zur geologischen Kenntnis des östlichen Afrika. IV. Denkschr. k. Akad. d. Wissensch. Math.-naturw. Kl. LVIII. 1891. S. 555.

[2]) Mundus subterraneus in XII libros digestus. Amstelodami 1678. Cap. IX.

bildend[1]). Auch Gatterer[2]) sprach von Meridianen und Parallelen der Gebirge, welche jedoch mit den geographischen nicht zusammenfallen sollten; der Gebirgsäquator sollte schräg zum Erdäquator gestellt sein. Jüngst endlich sprach Marcel Bertrand aus: Die Faltungen wiederholen sich immer nach denselben Linien, diese Linien, wenn sie auch gekrümmt verlaufen, bilden in ihrer Gesamtheit ein doppeltes Netz sich rechtwinklig kreuzender Parallele und Meridiane[3]). Buffon[4]) glaubte anfänglich in den Gebirgen der alten Welt die westöstliche, in jenen der neuen Welt die meridionale Richtung vorherrschen zu sehen, später[5]) aber meinte er allenthalben nur nordsüdlich streichende Ketten mit ostwestlich gerichteten Aesten zu finden. Nachdem de Saussure das Zusammenfallen von Schicht- und Gebirgsstreichen zuerst beobachtet hatte, bemerkte A. v. Humboldt, daß beide auf großen Strecken konstant einen Winkel von 45—57° mit dem Meridiane bildeten und meinte hierin ein allgemeines Gesetz des Gebirgsstreichens zu erkennen[6]); dem trat aber Playfair[7]) alsbald unter Hinweis auf manche Ausnahmen entgegen, wenn auch betonend, daß die Uniformität des Schichtstreichens über große Flächen verfolgbar sei. Ganz ebenso hat Humboldt seine Ansichten später formuliert[8]). Leopold v. Buch[9]) befreite sich von jedwelcher theoretischen Ansicht über die Richtung des Gebirgsstreichens und unterschied in Deutschland vier „geognostische Systeme“, das niederländische, das nordöstliche später hercynisch genannte, das Rhein- und das Alpensystem; die drei erstgenannten stellen Schollengebirgssysteme, das Alpensystem hingegen das eines Faltengebirges dar. Nach Krümmel[10]) beherrschen die drei ersterwähnten Systeme den orographischen Bau von ganz Nordeuropa.

---

[1]) Lettres philosophiques sur la formation des sels. Amsterdam 1729. p. 175 ff.

[2]) Abriß der Geographie. Göttingen 1775. S. 90.

[3]) Sur la déformation de l'écorce terrestre. C. R. CXIV. 1892. p. 402. — Lignes directrices de la géologie de la France. C. R. CXVIII. 1894. p. 258. — Vergl. auch Sur la continuité du phénomène de plissement dans le bassin de Paris. Bull. Soc. géolog. (3). XX. 1892. p. 118 (146, 156).

[4]) Histoire naturelle. Paris. I. 1749. Cap. IX.

[5]) Histoire naturelle. Suppl. IX. p. 440.

[6]) Neue physikalische Beobachtungen im spanischen Amerika. Gilberts Ann. d. Physik. VII. 1801. S. 329 (333).

[7]) Illustrations of the Huttonian Theory. 1802. § 207.

[8]) Essai sur le gisement des roches etc. Paris 1822. p. 57.

[9]) Ueber die geognostischen Systeme von Deutschland. v. Leonhards Mineral. Taschenbuch. 1824. S. 501—506. Gesammelte Werke. III. S. 218.

[10]) Beiträge zur allgemeinen Orographie. Ausland. 1882. S. 703.

Das niederländische System ist dasjenige, dessen Dominieren Humboldt beobachtete; im Verein mit dem hercynischen Systeme stellt es die beiden NO- und NW-Systeme von Linien dar, deren Kreuzung nach Humboldt die Hebung Europas bezeichnet[1]), und welche nach J. D. Dana[2]) das gesamte System der Umrisse der Festländer beherrschen, eine bestimmte Struktur des Erdballes verratend. Aehnlicher Ansicht ist Friedrich Weiß[3]), er findet, daß die Erdrinde in ihren ältesten Schichten eine lineare Parallelstruktur besitzt, die sich bei allen Hebungen und Senkungen dokumentieren sollte und welche orthodrom verläuft. Auch nach Supan[4]) kehren die beiden angegebenen Richtungen als Hauptlinien in der Gestaltung der Festlandräume wieder. Um dies zu erweisen, werden die Küsten, Wasserscheiden, Flußläufe, Seeufer, Grenzen geologischer Formationen, Bruch- und Faltungsgebirge, welche den genannten Richtungen folgen, auf eine Karte aufgezeichnet, welche allerdings noch manche andere Richtung erkennen läßt. Alle die erwähnten Anschauungen über das Vorherrschen bestimmter Richtungen der Gebirge nehmen zur stillschweigenden Voraussetzung oder gelangen zu der direkten Schlußfolgerung, daß die Gebirgsrichtung eine Loxodrome sei.

E. de Beaumont[5]) hingegen faßte die Richtung der Gebirge als geradlinig auf und betrachtete dieselben als Abschnitte größter Kugelkreise. Zu den vier Gebirgssystemen, welche L. v. Buch unterschieden hatte, gesellte er vorerst acht weitere, und Pissis[6]) noch deren drei, später erhöhte er deren Zahl auf 21, welche ein Pentagondodekaëder auf der Erdoberfläche begrenzen würden, ein Pentagonalnetz bildend, über das E. de Beaumont sehr subtile Betrachtungen angestellt hat[7]). Jedes einem

---

[1]) Zentralasien. I. S. 184.

[2]) Origin of the Grand Outline Features of the Earth. Am. Journ. (2). III. 1847. p. 381 (389).

[3]) Ueber den Orthodromismus der Erhebungen. P. M. 1856. S. 286.

[4]) Grundzüge der physischen Erdkunde. 1884. S. 23—26.

[5]) Recherches sur quelques-unes des révolutions etc. Ann. des Sc. natur. XVIII. 1829. p. 5, 284. XIX. 1830. p. 5, 177. — Vergl. auch die Briefe an Humboldt. Poggendorffs Annalen. XVIII. 1830. S 19. XXV. 1832. S. 1.

[6]) Sur les rapports qui existent entre la configuration des continents et la direction des chaînes de montagnes. Bull. Soc. géolog. (2). V. 1847/48. p. 453.

[7]) Notice sur le système des montagnes. Paris 1852. p. 894. Bereits Oken verglich die Erde mit einem Rhombendodekaeder, dessen Kanten durch die Gebirge gebildet sein sollten, während Hauslab in denselben die Kanten eines 48 Flächners zu finden meinte. Vergl. C. Naumann, Lehrb. der Geognosie. 2. Aufl. I. 1858. S. 319.

größten Kreise folgende Gebirgssystem sollte übrigens einer bestimmten Bildungsperiode entstammen, gleichzeitig sollten nur gleichgerichtete Gebirge entstehen.

Diese Ansichten haben gleich nach ihrer Veröffentlichung lebhaften Widerspruch erfahren[1]), namentlich ist gezeigt worden, daß gleichzeitig verschieden orientierte Gebirge entstanden und daß gleichgerichtete Gebirge verschiedenalterig seien; auch die Geradlinigkeit der Erstreckung ist bezweifelt worden. In der That sind die wenigsten Gebirge lang genug, um bei der großen Variabilität des Schichtstreichens erkennen zu lassen, ob letzteres loxo-

Tabelle über die Krümmung von Faltungsgebirgen, Inselreihen und Küstenstrecken.

Gebirgsbogen	Radius des Bogens in Aequatorgraden	Sehne des Bogens in Aequatorgraden	Zentrum des Bogens
Himalaya	16°	20,5° zwischen Brahmaputra- u. Indusdurchbruch	Gegend von Turfan
Sundainseln	20,5	34° Kap Negrais bis Sumbawa	Macclesfield Bank
Südchinesische Küste	9	15,5° Busen v. Tongking bis Mündung des Yangtsekiang	Mittellauf des Han
Japanbogen	10	13° Jeso bis Kiu-shiu	Nordkorea
Kurilenbogen	25	21° Nishni Kamtschatsk bis Sangarstraße	Lena unterhalb Witimsk
Aleutenbogen	12,5	22°	Anadyr-Golf
Kalifornische Küste	10	14,5° San Diego bis Columbiamündg.	NW Great Salt Lake
Mexikanische Küste	20	26° San Diego bis Golf von Tehuantepek	Grenze zwischen Arkansas und Missouri
Schweizer Jura	2 1/3	2 2/3° Rhone- bis Aaredurchbruch	Ticino unweit Novara
Westalpen	2 2/3	3 1/3° Isère- bis Rheinthalausgang	Parma
Karpathen	4 1/3	7° Marsgebirge bis Tatrosthal	Groß-Becskerek

[1]) z. B. von Boué, Note sur les idées de M. Elie de Beaumont relativement au soulèvement successif des diverses chaînes du globe. Journ. de géolog. III. 1831. p. 558. — Vergl. auch Naumann, Lehrbuch der Geognosie. 2. Aufl. I. 1858. S. 381.

dromisch oder in der Richtung eines größten Kreises verläuft. Was aber die Gebirgsrichtung anbelangt, so genügt ein Blick auf eine Mercatorkarte, um zu erkennen, daß dieselbe nur ausnahmsweise loxodromisch verläuft, ebenso wie jede Erdkarte in gnomonischer Projektion, z. B. die von de Chancourtois[1]) veröffentlichte, erweist, daß auch die Geradlinigkeit kaum je vorkommt. Die Gebirge haben vielmehr stets einen charakteristisch gebogenen Verlauf, worauf J. D. Dana[2]) zuerst hinwies, und wenn man in manchen Gebirgsketten und durch sie bedingten Inselreihen und Küstenlinien Richtungen erkennen will, so kann man am ehesten solche von Kreisen finden, die man erhält, wenn man beliebige Kalotten von der Erde abschneidet. Wie verschieden diese Kreise ausfallen, zeigt umstehende Tabelle.

Unter solchen Umständen verbietet es sich natürlich, Gebirge, welche in den entlegendsten Erdteilen denselben Winkel mit dem Meridiane bilden, als Glieder ein und desselben Systemes zu betrachten, wovor bereits Playfair[3]) warnte, was aber immer von neuem wieder geschieht. Wenn irgendwo einzelne durch Richtungsunterschiede gut charakterisierte Schollengebirgssysteme auftreten, wie z. B. in Deutschland, so haben diese Systeme nur örtliche Bedeutung und reichen nur so weit, als sich die sie bedingenden Dislokationssysteme direkt verfolgen lassen.

Zu den zahlreichen fruchtlosen Versuchen, geometrische Gesetze der Gebirgsverteilung aufzufinden, gesellten sich schon im vorigen Jahrhunderte solche, geographische Beziehungen zwischen dem Umrisse der Festländer und der Erstreckung ihrer Erhebungen nachzuweisen. Die einschlägige Hypothese von Buache ist bereits Bd. I. S. 162 gewürdigt worden, ebenso die späteren Anschauungen von J. Dana. Eine direkte Abhängigkeit der Form der Festländer von den sie durchsetzenden Gebirgsketten, wie sie E. de Beaumont[4]) verkündet, ist nirgends zu erblicken, ebenso wie sich nicht nachweisen läßt (vergl. Bd. I. S. 133), daß, wie Pissis mutmaßt, die Kontinente durch eben jene 15 Kugelkreise begrenzt werden, welchen die Gebirge folgen.

Der naturgemäße Weg, Beziehungen zwischen der Struktur der Erdkruste und der Verbreitung der Gebirge nachzuweisen, ist erst spät betreten worden. Denn wenn auch bereits 1760 John Michell[5]) mit voller Klarheit und Deutlichkeit aussprach,

---

[1]) Carte du globe en projection gnomonique avec le réseau pentagonal superposé. Bull. Soc. de géogr. (6). VII. 1874. p. 291.

[2]) Origin of the Grand Outline Features of the Earth. Am. Journ. (2). III. p. 381 (385).

[3]) Illustrations of the Huttonian Theory. 1802. § 207. Note.

[4]) Recherches sur quelques-unes des révolutions etc. Ann. des sciences naturelles. XIX. 1830. p. 229. Notice sur les systèmes de montagnes. p. 780.

[5]) Conjectures concerning the Cause, and Observations upon

daß die Erdkruste zweierlei Strukturen zeige, in den Gebirgen namentlich gefaltet und sonst verworfen sei, so war man doch immer geneigt, bald der einen, bald der anderen Entstehungsart ausschließliche Bedeutung zuzuschreiben. Deutsche und französische Gelehrte haben Jahrzehnte lang lediglich von einer Gebirgsbildung längs Spalten gesprochen, amerikanische und englische Forscher haben den Faltungsprozeß betont, im allgemeinen aber findet man das ganze Kapitel Gebirgsbildung durch geraume Zeit nur selten und dürftig allgemein behandelt.

Bernhard Cotta[1]) unterschied 1851 zwischen Gebirgen, welche durch Erhebung vorhandener fester Erdkrustenteile und solchen, die durch Seitendruck und infolge davon durch Fältelung der Erdkruste entstanden. Die Trennung von Stufen-, Verwerfungs- und Faltungsgebirgen dürfte zuerst von Whitney[2]) konsequent durchgeführt worden sein; derselbe verglich die Verwerfungsgebirge wie vor ihm Jobert[3]) die Erdkruste überhaupt und nach ihm E. Sueß mit den zusammengestauten Schollen einer Eisdecke. Die Erforschung des Coloradoplateaus in Nordamerika führte den Gegensatz verschiedener Gebirgstypen in glänzender Weise vor Augen. 1875 offenbarte G. K. Gilbert[4]) den großen Gegensatz zwischen den gefalteten Appalachien und den durch Verwerfungen gebildeten Plateaus des Westens, 1876 setzte er die große Bedeutung der letzteren für die gesamte Geologie auseinander, wobei er nachdrücklich auf die Verwerfungen als Gebirgsbildner hinwies[5]). Mit Recht äußerte Gilbert damals schon, daß sich die Erinnerung an die Erforschung jener Plateaus in der Geschichte des geologischen Fortschrittes festhalten wird. Gleichzeitig stellte J. W. Powell verschiedene Typen von Gebirgsstruktur auf, nämlich Faltungsgebirge, vier Arten Verwerfungs- und Stufengebirge und fünf Kategorieen vulkanischer Gebirge[6]). Bald darauf zeigte Clar. King, daß auch in der Basin-Region Faltung und Vertikalverschiebung als Gebirgsbildner aufgetreten sind[7]).

Mittlerweile hatte A. Heim in Mitteleuropa zwei verschie-

---

the Phaenomena of Earthquakes, particularly of that great Earthquake of 1755. Phil. Trans. LI. pt. II. 1760. p. 566 (584, 587).

[1]) Der innere Bau der Gebirge. Freiberg 1851. S. 21.

[2]) Earthquakes, Volcanos and Mountain Building. Cambridge, Mass. 1871. p. 92. (North Amer. Review. 1871. CXIII. p. 235.)

[3]) The Philosophy of Geology. London 1847. p. 144.

[4]) Wheeler, Rep. geogr. and geolog. Explorations and Surveys west of the 100th merid. III. 1875. p. 61.

[5]) The Colorado Plateau Province as a Field for geological Study. Am. Journ. (3). XII. 1876. p. 16.

[6]) Types of Orographic Structure. Am. Journ. (3). XII. 1876. p. 414. Abgedruckt aus Powell, Geology etc. of the Uinta Mountains. 1876. p. 9—21.

[7]) Report Geolog. Expl. of the fortieth parallel. I. 1878. p. 744.

dene Typen von Gebirgen unterschieden, die er unter Benutzung älterer Bezeichnungen Ketten- und Massengebirge nannte, die ersteren bezeichnete er als Produkte horizontaler, die letzteren als solche vertikaler Bewegung der Kruste [1]. Bald darauf unterschied v. Richthofen Schollen- und Faltungsland [2]. Dann hat E. Sueß [3] in prägnanter Weise die Verschiedenheit horizontaler (tangentialer) und vertikaler (radialer) Krustenbewegung geschildert und Tafeln (Stufengebirge), Horste (Verwerfungsgebirge), Falten (Faltungsgebirge) und die vulkanischen Berge als die vier Hauptgruppen von Gebirgen hingestellt [4]. Die räumliche Trennung von Schollen- und Faltungsgebirgen zu entwickeln bildet eine der Aufgaben, welche er im „Antlitz der Erde" zu lösen unternimmt. Daß die Faltungsgebirge Nordamerikas Kompressionsgebiete, die Schollengebirge des fernen Westens Zerrungsländer seien, deutete Dutton [5] an.

Eine Skizze der Ansichten über die Gebirgsverbreitung wurde 1890 veröffentlicht [6].

6. Die vulkanischen Gebirge.

a) Aufschüttung.

Je nach der Art und Weise wie ein Vulkan Laven ergießt oder Mengen fein zerstäubten Gesteins: die vulkanischen Sande oder Aschen, aus dem Innern der Erde auswirft und wie sich diese Materialien anhäufen, entstehen verschiedene Typen und Formen von Vulkanbergen. Es gibt solche, welche fast ausschließlich mehr oder weniger flüssige Lava fördern, dies sind die Lavavulkane, während andere, nämlich die Tuffvulkane, nur lockere vulkanische Auswürflinge, Aschen, Sande, Lapilli und Schlacken liefern, die miteinander verkittet die Tuffe bilden. Die meisten Vulkane allerdings liefern beides, sowohl Auswürflinge als auch Laven in wechselnder Menge und stellen Uebergänge zwischen den Tuff- und Lavavulkanen

---

[1] Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878. II. S. 187.

[2] China. II. 1882. S. 708 und Tafel II. Vergl. auch Führer für Forschungsreisende. 1886. S. 655, 660.

[3] Das Antlitz der Erde. I. 1885. S. 142. (1883 erschienen.)

[4] Ebenda S. 776.

[5] Mount Taylor and the Zuñi Plateau. VIth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1884/85. p. 113 (197).

[6] Penck, Gesetzmäßigkeit der Gebirgsverbreitung. Globus. LVII. 1890. S. 33.

dar, welche sich der einen oder andern Grundform mehr oder weniger nähern. Sie seien gemeine Vulkane genannt. Solange ein Vulkan in Thätigkeit ist, d. h. solange als er Materialien aus dem Erdinnern fördert, wird seine Form fast ausschließlich durch die Art der Ablagerung jener Massen bestimmt und nur gewisse Erscheinungen, welche sich mittelbar an die vulkanische Thätigkeit anknüpfen, nämlich gewaltige Explosionen, bewirken in sehr charakteristischer Weise ihre Zerstörung. Im großen und ganzen sind die thätigen Vulkane echte aufgesetzte Formen der Erdoberfläche, deren Gestalt unmittelbar aus der Art ihrer Aufhäufung hervorgeht. Sobald aber die vulkanische Thätigkeit aussetzt, sobald der Vulkan erlischt, wird seine Gestalt durch erodierende und denudierende Kräfte verändert und er nimmt Formen an, welche durch seine innere Struktur bedingt sind. Letztere aber pflegt in verschiedenen Niveaus verschieden zu sein, die fortschreitende Denudation entblößt immer neue Formen, es gibt eine förmliche Denudationsreihe der erloschenen Vulkane.

Die thätigen Vulkane sind meist kegel- oder glockenförmige Einzelberge, welche durch Anhäufung vulkanischen Materials rings um den Eruptionsschlund entstanden sind. Der letztere mündet an ihrem Gipfel und hier findet sich eine Vertiefung, der Krater. Bereits eine einzige Eruption genügt gelegentlich um einen solchen Berg aufzubauen, wie das Beispiel des 1538 in einer Nacht aufgeschütteten Monte Nuovo bei Neapel oder des 1759 entstandenen Jorullo lehrt. Derartige monogenetische Vulkane stellen sich als Erhebungen von ziemlich bescheidenen Maßen dar und sie machen sich landschaftlich weniger durch ihre Größe, als durch ihr geselliges Auftreten geltend. Anders die polygenetischen Vulkane; dieselben sind sehr umfangreiche und gewöhnlich hohe Einzelberge, welche durch anhaltende Aufschüttung von Material rings um einen durch längere Zeit thätigen Eruptionsschlund entstanden sind, und welche, nachdem sie erloschen sind, ein wirkliches Gebirge liefern.

Die Gestalt der Tuffvulkane, mögen sie monogenetische oder polygenetische sein, richtet sich im wesentlichen nach dem Böschungswinkel, welchen lose Aufschüttungen annehmen, und zwar fallen sie in den oberen Partieen gewöhnlich steiler ab als in den unteren, so daß ihr Profil eine sanft nach innen gekrümmte Kurve beschreibt.

Bereits Junghuhn[1]) hat dies von javanischen Vulkanen erwähnt, und Hartung[2]) hat dies Verhältnis auf den Azoren wiedergefunden; besonders nachdrücklich ist aber von Milne[3]) darauf aufmerksam gemacht worden und letzterer suchte zu erweisen, daß das Profil einiger, namentlich japanischer Vulkane von logarithmischen Kurven beschrieben würde. Milne glaubte zugleich, auf der Theorie des Erddruckes von Rankine fußend, daß lockere Aufschüttungen rings um ein bestimmtes Zentrum ein Gefälle annehmen müßten, das am nächsten durch eine logarithmische Kurve ausgedrückt wird. Becker[4]) hat gegen die Richtigkeit dieser Auffassung Bedenken erhoben. In der That ist nicht einzusehen, warum der natürliche Böschungswinkel von sich selbst überlassenen, um einen Punkt gehäuften lockeren Massen ein anderer werden sollte, als der irgend einer anderen Anhäufung, da es doch immer nur die Größe der Reibung ist, welche den natürlichen Böschungswinkel solcher Massen bestimmt. Dagegen ist leicht ersichtlich, daß der äußere Abfall der Tuffvulkane stets geringer sein muß, als der natürliche Böschungswinkel; denn die losen Auswürflinge fallen stets mit einer namhaften Anfangsgeschwindigkeit zu Boden und können vermöge ihrer mit ihrer Masse wechselnden lebendigen Kraft verschieden weit auf einer Fläche sich bewegen, welche geringere Neigung hat als ihre natürliche Böschung. Also sich übereinander häufend, nehmen sie ein Profil an, welches eine sanft nach unten gekrümmte Kurve beschreibt. Ueberdies zeigt sich, daß in Wirklichkeit das Vulkanprofil sich weit von einer geometrisch regelmäßigen Figur entfernt, und namentlich ist durch Milne keineswegs der Beweis erbracht, daß es eine logarithmische Kurve ist.

Der Böschungswinkel der Tuffkegel erlangt in den oberen Partieen Werte von 30—35°, am kleinsten

---

[1]) Java. II. 1853. S. 244.

[2]) Die Azoren. Leipzig 1860. S. 307.

[3]) On the Form of Volcanoes. Geolog. Mag. (2). V. 1878. p. 337. VI. 1879. p. 506. — The Volcanoes of Japan. Trans. seismological Soc. of Japan. IX. pt. II. 1886. p. 179.

[4]) The Geometrical Form of Volcanic Cones and the Elastic Limit of Lava. Am. Journ. (3). XXX. 1885. p. 283.

ist er am Fuße, wo er 5—10° oder weniger beträgt. J. Schmidt[1]) hat von einigen italienischen Vulkanen Messungen mitgeteilt, nach ihm hat der

Vesuvkegel	einen	Böschungswinkel	von	30°
Aetna	"	"	"	33—34° Westseite
"	"	"	"	29—30° Ostseite
Stromboli	"	"	"	29,5° Westseite
"	"	"	"	32°

Hartung[2]) beobachtete am Pik von Pico auf den Azoren folgende Neigungswinkel von oben nach unten: 35°, 20°, 12°, 6°, 3°. Auch auf Tenerife wurden von v. Fritsch, Hartung und Reiß eine allmähliche Aenderung der Böschungswinkel innerhalb der genannten Grenzen wahrgenommen, desgleichen von Junghuhn auf Java. Peucker berechnete den mittleren Böschungswinkel des Vesuvkegels zu 35°40′, des gesamten Vesuvs zu 15°40′[3]).

Zeichnungen übertreiben gewöhnlich den Böschungswinkel der Vulkankegel. A. v. Humboldt hat durch seine „Umrisse von Vulkanen" (1853), welche leider immer und immer wieder als Grundlage für Reproduktionen dienen, in der erwähnten Richtung sehr falsche Vorstellungen erweckt. Neuere Ansichten[4]) der süd- und mittelamerikanischen Vulkane zeigen, daß alle jene Umrisse übertrieben steile Gehänge aufweisen, obwohl nach Humboldts durch J. Schmidt[5]) mitgeteiltem Zeugnis die Zeichnungen nach gemessenen Winkeln gefertigt wurden. Die auf S. 420 wiedergegebenen Profile von Tenerife, La Réunion, Aetna, Vesuv und Bandaisan zeigen die natürlichen Böschungswinkel einiger Tuffvulkane.

Aus der Abnahme des Böschungswinkels nach unten erklärt sich, daß das Verhältnis zwischen Höhe und Basisradius des Vulkankegels sich kaum je auf 1 : 1,4 erhebt, welches zu erwarten wäre, wenn der Böschungs-

---

[1]) Vulkanstudien. Leipzig 1874. S. 227.

[2]) Die Azoren. Leipzig 1860. S. 307.

[3]) Mittlerer Böschungswinkel und wirkliche Oberfläche topographischer Formen. Verh. d. V. intern. Geogr. Kongresses. Bern. 1891. S. 543.

[4]) Reiß und Stübel, Skizzen aus Ecuador. Berlin 1886. — Felix und Lenk, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexiko. 1890. Titelbild.

[5]) Vulkanstudien. S. 227.

winkel durchweg 35° betrüge, sondern gewöhnlich 1 : 4 ist, entsprechend einem Anstiege von 14° (Vesuv, Aetna), und gelegentlich sogar darunter fällt. Ueberdies ist infolge des herrschenden Windes, welcher die Ablagerung des Tuffmateriales auf einer Seite begünstigte, der Böschungswinkel des Kegels auf verschiedenen Seiten verschieden groß. Darwin schildert z. B. die bereits von Lesson wahrgenommene durch den SE-Passat bewirkte Asymmetrie in der Gestalt der Vulkankegel auf Ascension [1]). Weitere Unregelmäßigkeiten ergeben sich daraus, dass sich das Zentrum der vulkanischen Thätigkeit verlegt, was Johnston-Lavis [2]) für den Vesuv geltend macht.

Der Krater der Tuffvulkane erscheint kurz nach der Eruption als eine sehr steilwandige, schachtähnliche Vertiefung. Junghuhn fand im Oktober 1844 am 3120 m hohen Gunung-Raon einen 730 m tiefen, durch senkrechte Wände umwallten Krater und beobachtete, wie diese Wände in fortwährendem Abbrechen begriffen waren [3]). Dieser Abbröckelungsprozeß dauert so lange, bis die Innenseiten des Kraters den natürlichen Böschungswinkel erreicht haben; die abbrechenden Massen verringern seine Tiefe und ebnen den Boden mehr und mehr ein, während sich zugleich die Höhe der Umwallung verringert und der Umfang vergrößert. Die Maße der Krater sind wegen dieser Verhältnisse sehr wechselnde, zumal auch durch gewaltige Explosionen gelegentlich namhafte Erweiterungen, sogenannte Explosionskratere geschaffen werden und überdies durch ein Zusammensitzen der zentralen Tuffmasse sich Einsenkungen einstellen, welche den Umfang stark vermehren können. Wird von allen solchen nachträglichen Veränderungen abgesehen, so haben die eigentlichen Eruptionskrater einen Durchmesser von 50—1000 m, durchschnittlich etwa 500 m, und es kann als Regel gelten, daß der Krater eines

---

[1]) Geological Observations on the Volcanic Islands. 1844. p. 35.
[2]) The Geology of Monte Somma and Vesuvius. Quart Journ. Geolog. Soc. XL. 1884. p. 35.
[3]) Java. II. Leipzig 1853. S. 636.

großen Tuffkegels verhältnismäßig viel kleiner ist, als der eines kleinen; große Vulkankegel sind daher durch den Krater nur in unbeträchtlicher Weise abgestutzt; kleine Tuffvulkane hingegen erscheinen gleichsam nur als niedrige Umwallung der Krateröffnung[1]. Aetna und Monte Nuovo sind in dieser Hinsicht zwei charakteristische Gegenstücke.

Die Lavavulkane bilden zwei extreme Typen, je nachdem die sie aufbauende Lava in dünn- oder zähflüssigem Zustande der Erde entquillt. Zähflüssige Lava häuft sich gewölbähnlich über dem Eruptionsschlote an, denselben gleichsam verstopfend. Es entsteht ein domförmiger Lavaberg[2]. K. v. Seebach[3] hat derartige Kegel Domvulkane genannt, Reyer bezeichnet sie als Quellkuppen[4]. Es sind dies Formen, welche namentlich im Bereiche erloschener Vulkane auftreten und hier gelegentlich wie ein Pfropfen sich aus einem Tuffkrater erheben; der Puy de Sarcouy in der Auvergne ist häufig als ein Beispiel dieser Art beschrieben[5]. Auch der Astroni bei Neapel besitzt eine solche Quellkuppe mitten in einem Krater; 1866 wölbte sich auf Nea Kameni in Santorin eine Trachytmasse auf, welche zunächst einen kraterlosen Dom darstellte, später aber eine Oeffnung erhielt, aus welcher Schlacken und Lapilli ausgeworfen wurden und Lavaströme sich ergossen[6]. Jedenfalls stellen die Domvulkane die seltenere Form der Lavavulkane dar. Die meisten derselben knüpfen sich an oft wiederholte Ergüsse dünnflüssiger Lava, wie solche bei der Laki-

---

[1] Eine Zusammenstellung von Kratermaßen gab C. W. C. Fuchs, Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Leipzig 1865. S. 131.

[2] Poullet Scrope, The Volcanoes of Central France. 2nd ed. 1857. p. 69.

[3] Vorläufige Mitteilung über die typischen Verschiedenheiten im Bau der Vulkane und deren Ursachen. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1866. XVIII. S. 643.

[4] Theoretische Geologie. Stuttgart 1888. S. 96.

[5] Poullet Scrope, The Volcanoes of Central France. 2nd ed. p. 62. Volcanoes. 2nd ed. 1862. p. 133.

[6] Fouqué, Santorin et ses éruptions. Paris 1879. p. XV u. 46.

eruption von 1783 auf Island (vergl. Bd. I. S. 432) sowie 1730—37 auf Lanzarote erfolgten, als ein Viertel[1]) der Insel (200 qkm) mit Lava überschwemmt wurde, deren Volumen sohin mindestens 6 cbkm beträgt. R. Mallet[2]) nannte derartige Vulkane Spaltenvulkane und meinte, daß dieselben früher häufiger als gegenwärtig gewesen seien. Aber noch in der jüngsten Tertiärzeit ergossen sich nach J. Le Conte[3]) in Oregon Lavamassen über 250000 qkm in einer mittleren Mächtigkeit von 600 m, also mit einem Volumen von 150000 cbkm; auf Island sind nach Thoroddsen[4]) solche Massenergüsse recht häufig und förderten seit der Glacialzeit im Nordosten der Insel 217 cbkm. Es fließt dabei die Lava nicht aus der ganzen Länge der Spalte aus, sondern es entwickeln sich einzelne Ausflußöffnungen, die sich mit Schlacken umranden und zu kleinen Krateren entwickeln. So zählt man auf der Lakispalte 33 bedeutendere Krater mit einer relativen Höhe von 40—109 m. Die ergossene Lava hat hier eine Böschung von 10—16 ‰, so daß der Ort ihres Ursprungs sich keineswegs als eine besondere Erhebung markiert. Erst dann, wenn aus ein und derselben Spalte zu wiederholten Malen Lavamassen ausgelaufen sind, bildet sich rings um dieselbe durch Aufeinanderlegen einzelner Decken eine kuppelförmige Erhebung, welche in Island Dyngja (Plur. Dyngjur, Haufen) genannt wird. Die Böschungen dieser Dyngjur aber sind immer noch weit geringer als die der Tuffvulkane, wie folgende Zusammenstellung lehrt:

---

[1]) v. Buch, Geognostische Beschreibung der canarischen Inseln. Berlin 1825. Schriften. III. S. 228 (491). — Hartung, Die geologischen Verhältnisse der Inseln Lanzarote und Fuerteventura. o. J. S. 56, 70.

[2]) On an hitherto unnoticed Circumstance affecting the Piling up of Volcanic Cones. Quart. Journ. Geolog. Soc. XXXIII. 1877. p. 740.

[3]) On the Great Lavaflood of the N. West. Am. Journ. (3). VII. 1874. p. 167.

[4]) Vulkaner i det nordöstlige Island. Bih. k. svenska Vet. Akad. Handlingar. IV. Afd. II. Nr. 5. 1888. S. 21. Uebersetzt: Mitt. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. 1891. S. 117, 245.

	Meereshöhe	Relative Höhe	Böschungswinkel
Ketil dyngja . . .	950 m	550 m	1—2°
Kerling dyngja . .	—	—	2—3°
Trölla dyngja . . .	1491	600	3—4° unten 6—7° oben
Kolótta dyngja . .	1209	500	6—7° gegen N. 8° gegen S.
Mauna Loa[1]) . . .	4168	—	4°22′ gegen S. 6 15 „ SO. 3 51 „ NO. 5 50 „ N. 6 43 „ W.

Die vorstehenden Daten lassen bereits erkennen, daß die polygenetischen Lavakuppeln sehr beträchtliche Dimensionen erlangen können. Während die isländischen Dyngjur bei 500—600 m relativer Höhe nur einen Durchmesser von 6—7 km besitzen, hat der über dem Meere gelegene Teil der 4168 m hohen Mauna Loakuppe bereits einen solchen von 70—80 km und Fig. 27 (S. 420) zeigt die große Lavakuppel Hawai in 5mal kleinerem Maßstabe als die darunter dargestellten Tuffvulkane. In solchen Lavakuppeln konzentriert sich die eruptive Thätigkeit des Vulkans gewöhnlich auf eine Oeffnung, die als Krater von wechselndem Durchmesser und wechselnder Tiefe erscheint. Ist der Vulkan in Thätigkeit, so befindet sich am Boden dieses Kraters ein See flüssiger Lava, welcher in unregelmäßigen Intervallen anschwillt, bis er randlich überfließt oder seitlich einen Durchbruch findet, worauf dann ein plötzliches Sinken des Lavasees und ein Ueberkrusten desselben mit fester Lava erfolgt. Diese Verhältnisse sind namentlich am Mauna Loa auf Hawaii besonders deutlich entwickelt[2]). Der Lavadurchbruch erfolgt gewöhnlich an der schwächsten Stelle des Berges und hier quillt die Lava aus einer durch sie selbst geöffneten

---

[1]) Dana, History of the Changes in the Mt. Loa Craters. Am. Journ. (3). XXXVI. 1888. p. 81 (112). — Vergl. auch C. E. Dutton, Hawaiian Volcanoes. IVth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1882/83. p. 81.

[2]) J. D. Dana, History of the Changes in the Mt. Loa Craters. Kilauea. Am. Journ. (3). XXXIII. p. 433. XXXIV. p. 81, 349. XXXV. p. 213, 282. Vergl. auch Characteristics of Volcanos.

Spalte in Gestalt einer gewaltigen Fontäne hervor, um sich rasch bergab zu bewegen. Jede Stelle, welche einmal der Lava als Ausweg gedient hat, wird durch die erstarrende Masse derselben gefestigt. Indem rings um den Berg herum nach und nach Ausbrüche stattfinden, wächst der Kegel nach allen Richtungen hin ziemlich gleichmäßig. Der Krater selbst erscheint gewöhnlich als eine breite Oeffnung von nicht allzu bedeutender Tiefe. Kraterähnliche runde oder elliptische Gruben von 200 m Tiefe und 200—600 m Durchmesser treten hier und da entgegen, so z. B. auf Hawaii, wo jedoch ihre Funktion als alte Krater nicht nachweisbar ist[1]).

Die Oberfläche der ergossenen Lava ist derart beschaffen, daß die Lavaströme sich sofort als erstarrte Massen kennzeichnen. Man kann besonders zwei Formen unterscheiden:

1. Die Blocklava, Aa auf Hawaii, Apalhraun auf Island genannt, besteht aus einzelnen gedrehten und gewundenen Schlacken, gelegentlich aus großen, bombenähnlichen Massen, manchmal aus einzelnen locker übereinander gehäuften massiven Blöcken und zeigt dementsprechend eine sehr unregelmäßige, unebene Oberfläche.

2. Die Plattenlava, als Pahoehoe auf Hawaii, als Hellurhaun auf Island gekannt, mit gelegentlich fast ebener, meist aber flach gerunzelter oder gar gekröseähnlicher Oberfläche und massigem, wenig aufgeblähtem Innern. Diese Plattenlava ist nicht selten von großen Sprüngen durchzogen, welche sich teils beim Abkühlen, teils beim Zusammensitzen der Masse gebildet haben. Solche zerborstene Plattenlava herrscht auf Island und Hawaii unbedingt vor und ihr ist wohl auch die von Spalten (Kâ) durchsetzte Lava zuzuzählen, welche Wetzstein im Gebiete von El Harra südöstlich Damaskus bemerkte[2]). Während am Vesuve, wie es scheint, die rascher fließenden Ströme Blocklava und die andern

---

[1]) Dutton, a. oben a. O. p. 125, 182.

[2]) Reise in den beiden Trachonen und um das Haurângebirge. Z. f. E. N. F. VII. 1859. S. 121.

Platten(Gekröse)lava liefern, finden sich beide Erscheinungsformen auf Hawaii und Island oft an demselben Strome entwickelt und J. D. Dana ist der Meinung, daß sich die Blocklava dort bildete, wo sich ein Strom über feuchtes Land ergoß [1]).

Auf der ergossenen Lava sitzen nicht selten kleine Krater auf, welche man Hornitos nennt, in Anlehnung an die Bezeichnung, welche entsprechende Gebilde auf dem Lavafelde des Jorullo tragen. Es sind dies Oeffnungen, durch welche Gase aus der Lava entwichen, wobei dieselben Schlacken auswarfen. Langen solche ausgeworfene Bestandteile noch zähflüssig neben der Auswurföffnung an, so verkleben sie miteinander und bauen sehr steile Türme auf, welche als Tropfenkegel (Driblet Cones) bezeichnet werden. Das Innere solcher Tropfenkegel ist hohl und bildet ein domähnliches, mit Lavastalaktiten geziertes Gewölbe, von welchen die Grotte de Rosemont auf La Réunion ein bekanntes Beispiel liefert [2]). Außerdem finden sich nicht selten Höcker von 5—10 m Höhe mit zerborstener Oberfläche, Aufblähungen der Lava ohne Oeffnung [3]). In der arabischen Wüste erreichen dieselben nach Wetzstein Höhen von 15—30 m. Ganze Aschenkegel erheben sich endlich auf Lavaströmen, die sich ins Meer ergießen [4]).

Die Lavaergüsse von Spaltenvulkanen breiten sich als ausgedehnte Decken über die Umgebung; auf Vulkankuppeln sowie auch auf den gemeinen Vulkanen bilden sie Ströme. In Strömen fließend, überkrustet sich die Lava alsbald ringsum mit einer schlackigen Erstarrungskruste, in welcher sie sich wie in einer Röhre bewegt und aus welcher sie nicht selten herausfließt. Langgedehnte Höhlen finden sich im Innern von vielen Lavaströmen;

---

[1]) History of the Changes in the Mt. Loa Craters. Am. Journ. (3). XXXVI. 1888. p. 81, 121.

[2]) Vélain, Les Volcans. Paris 1884. p. 99.

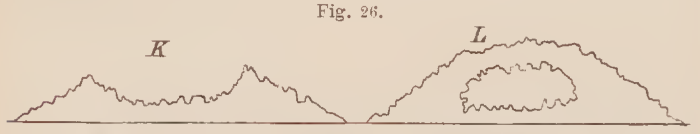
[3]) J. D. Dana, History of the Changes in the Mt. Loa Craters. Am. Journ. (3). XXXV. 1888. p. 220.

[4]) Dutton, The Hawaiian Volcanoes. IVth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1882/83. p. 81 (151, 181).

die Schwarzhöhle, Surtshellir, auf Island ist ein oft geschildertes Beispiel dieser Art[1]). Meist brechen allerdings diese Höhlen ein und indem die Widerlager ihrer Decke stehen bleiben, erscheint der erstarrte Lavastrom wie ein eingedämmtes Flußbett (vergl. Fig. 26)[2]). Manchmal bricht das Höhlendach nicht vollständig ein und bleibt als eine natürliche Brücke bestehen. Dabei zeigen sich nicht selten Runzeln auf der Stromoberfläche, welche bogenförmige, abwärts gekrümmte Wülste bilden, wie sich solche auf sehr zähflüssigen, langsam fließenden Massen zu entwickeln pflegen.

Die gemeinen Vulkane sind nach ihrer Erscheinung ebenso wie nach ihrer Wirkung ein Mittelding zwischen

Fig. 26.



Eingebrochener und hohler Lavastrom am Vesuv nach J. Schmidt.

den Tuffvulkanen und Lavakuppeln. Nach oben wachsen sie gewöhnlich durch Tuffablagerungen rings um den Eruptionsschlund und zeigen daher einen ziemlich steil abfallenden Eruptions- oder Tuffkegel. Ferner schwellen sie allmählich dadurch an, daß sich Lavagänge in den Tuffkegel drängen. Seitlich hingegen vergrößern sie sich wie die Lavakuppeln durch Lateralausbrüche der Lavasäule, welche gelegentlich im Eruptionsschlunde ansteigt. Dabei öffnen sich an den Abhängen des Berges ausgedehnte Spalten, aus welchen die Lava ähnlich wie aus Spaltenvulkanen ausfließt, wie z. B. gelegentlich der Aetnaeruptionen 1669 und 1883[3]). Ueber diesen Spalten

---

[1]) Preyer und Zirkel, Reise nach Island. Leipzig 1862. S. 95. Hier wird eine etwas andere Erklärung der Höhlenbildung gegeben.

[2]) J. Schmidt, Die Eruption des Vesuv im Mai 1855. Wien 1856. S. 56.

[3]) O. Silvestri, Sulla esplosione eccentrica dell' Etna 1883. Catania 1884.

entwickeln sich gleichfalls häufig kleinere Krater, deren Thätigkeit sich mit einer Eruption zu erschöpfen pflegt. Das sind die parasitischen Krater. Bei den Lateraleruptionen entsteht ein strahliges festes Vulkangerippe zwischen den aufgeschütteten Tuffen, welches namentlich bei späteren Umgestaltungen des Vulkans eine bedeutende Rolle spielt. Die sich ergießenden Lavaströme aber nehmen eine sanfte Böschung an, so daß der Fuß des Berges nur allmählich ansteigt, während der Gipfel steil abfällt. Die sanft nach abwärts gekrümmte Kurve ist die typische Profillinie der gemeinen polygenetischen Vulkane. Dieselben bezeichnen nicht selten auch zeitlich ein Uebergangsstadium zwischen den Lava- und Tuffvulkanen, indem sich aus einem Lavavulkan bei zunehmender Höhe ein gemeiner Vulkan entwickelt, welcher Tuffe und Laven liefert, und dieser beschränkt sich allmählich darauf, lediglich lockeres Material auszuwerfen, worauf dann endlich die vulkanische Thätigkeit erlischt.

Die Höhenverhältnisse der Vulkane können sich sehr beträchtlich entwickeln. Während der durch eine Eruption aufgeschüttete Monte Nuovo bei Neapel eine Höhe (absolute wie relative) von 142 m erreicht, erhebt sich der gleichfalls monogenetische Jorullo bereits 480 m über seine Umgebung. Der Vesuv mit 1241 m stellt einen kleinen Vulkankegel dar, einen mächtigeren der Aetna mit 3320 m Höhe über dem Meere und seinem Sockel. Die absolut höchsten Vulkane, der Chimborazo mit 6310 m und der Sajama (6415 m) sind allerdings hohen Gebirgen, dieser einem Hochlande von über 4000 m, jener einem solchen von über 2500 m Höhe aufgesetzt, allein wenn man erwägt, daß zahlreiche vulkanische Inseln, wie Tenerife (3716 m), La Réunion (3069 m), Hawaii (4168 m) aus einem Meere entsteigen, dessen Tiefe rund 4000 m, unweit Hawaii sogar über 5000 m beträgt, so muß man die Entstehung von 8—10 000 m hohen Vulkankegeln für möglich halten, deren Basisradius sich je nach ihrem Materiale auf über 100 km erhebt. (Siehe die in gleichem Maßstabe für Höhen und Längen entworfenen Profile in Fig. 27, S. 420.)

Die aufbauende Thätigkeit der Vulkane durch massenhaften Auswurf von Sand und Asche oder durch große

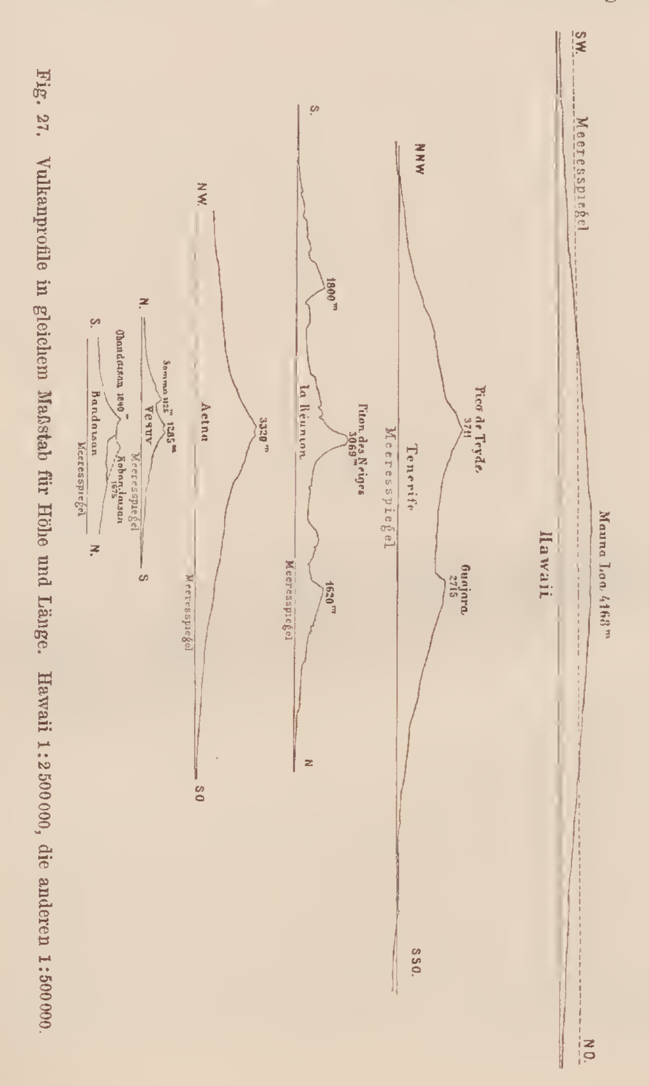


Fig. 27. Vulkanprofile in gleichem Maßstab für Höhe und Länge. Hawaii 1:2500000, die anderen 1:500000.

Lavaergüsse erfolgt periodisch und wird durch mehr oder minder lang andauernde Ruhezeiten unterbrochen; während derselben verändert sich die Gestalt des Vulkankegels in der Kraterregion oft nicht unwesentlich. Nicht nur brechen die Kraterwände ein, sondern es findet gerade über dem Eruptionsschlote infolge des Sinkens der Lavasäule vielfach ein „Nachsitzen“ des Materials statt[1]), so daß sich der Krater sowohl vertieft als auch verbreitert. Ferner drückt nach R. Mallet[2]) der Vulkan durch seine Last seine Unterlage ein. Der Wiedereintritt der vulkanischen Thätigkeit äußert sich gewöhnlich durch sehr heftige Explosionen, wodurch oft ganze Teile des Berges in die Luft geschleudert werden und in demselben bald langgedehnte Furchen, klaffenden Spalten vergleichbar (Insel Augustin bei Alaska 1883, Rotomahanasee auf Neuseeland 1886), bald breite Oeffnungen, Explosionskrater gebildet werden, entweder an der Spitze des Berges oder an dessen Flanken. Diese Explosionskrater übertreffen durch ihre Dimensionen bei weitem die gewöhnlichen Eruptionskrater und sie pflegen sich im Laufe der Zeiten durch allmählichen Abbruch ihrer Wände sowie wahrscheinlich auch durch unterirdische Einbrüche und Einstürze noch mehr zu vergrößern. Derartige weite Kraterbecken bezeichnet man unter Benutzung der auf den Kanarien üblichen Benennung der Krater überhaupt als Caldera. Die Caldera des Gunung Tengger auf Java hat einen Durchmesser von 6,5—9 km, jene von Santorin 6,5—10 km und die von Tenerife, deren eine Wand der Höhenzug von Guajara bildet (vergl. Fig. 27), 13—20 km. Wenn, wie es bisweilen geschieht, der Explosion nicht eine große Eruption folgt, so bleiben die Calderen große Kessel, welche sich durch Nachsitzen erweitern und nicht selten Seen in sich aufnehmen; folgen aber neue Eruptionen, so schüttet sich in der Caldera ein neuer Kegel auf. Die Gehänge desselben haben bei Tuffvulkanen die steile Böschung, welche an den oberen Partieen der auf-

---

[1]) Reyer, Theoretische Geologie. 1888. S. 13.
[2]) Vergl. Citat S. 414.

geschütteten Vulkankegel angetroffen wird, während die äußeren Gehänge des Explosionskraters als die mittleren und unteren eines Vulkankegels sanfter abgeböscht sind. Es spricht sich dies in folgenden Zahlen aus [1]):

Roccamonfina,	Böschung	der	Cortinelle	22°,	des	Zentralkegels	31°
Vesuv,	"	"	Somma	24°,	"	"	30°
Santorin,	"	"	Circus	21°,	"	"	30°

Der Raum zwischen dem inneren Abfalle der Caldera und dem Fuße des in ihr befindlichen neuen Vulkankegels heißt nach der Bezeichnung des zwischen Somma und Vesuv (vergl. Fig. 27) gelegenen: Atrio.

Gelegentlich ist der Zentralkegel fast ringsum von einem Atrio umzogen, wie der Pico de Teyde von den Cañadas, manchmal nur teilweise (Vesuv), bei vulkanischen Inseln ist das Atrio oft unter dem Meeresspiegel, wie z. B. auf Santorin. Bisweilen aber lebt die vulkanische Thätigkeit neben der am Orte eines früheren Kraters befindlichen Caldera auf und neben derselben wird ein neuer Kegel aufgeschüttet, wie z. B. der Aetnakegel neben der Caldera des Valle del Bove, was in der Erscheinung völlig einer auf dem Gehänge eines Vulkanes neben dem Zentralkrater geöffneten Caldera entspricht, wie eine solche 1888 am Bandaisan in Japan entstand. Der Umfang des hier durch die Explosion entfernten Kobandaisan ist durch Strichelung in Fig. 27 angedeutet. Selten ist der Zentralvulkan in der Caldera ein homogener, wie z. B. auf Santorin; eine Explosion schuf hier der Lava einen Ausweg, den sie selbst bald verstopfte.

Die bei der Explosion zertrümmerten Gesteinsmassen pflegen sich in Gestalt großer Schuttströme über die Umgebung zu verbreiten. Solche Schuttströme erfolgten gelegentlich der Explosion des Papadayang 1772 und jener des Gunung Gelungung auf Java 1821 [2]), sie wurden namentlich bei der Explosion des Bandaisan 1888 beobachtet. Sie bestehen aus Trümmermassen, welche sich

---

[1]) Julius Schmidt, Vulkanstudien. Leipzig 1874. S. 227.
[2]) Junghuhn, Java. II. 1857. S. 97, 130.

als kalter, zum Teil trockener Strom mit ungeheurer Schnelligkeit, ähnlich, wie Junghuhn eigens hervorhebt, den Trümmern eines Bergsturzes bewegen. Gleich denselben bilden sie eine aus zahllosen Hügeln zusammengesetzte Trümmerlandschaft; während die Berichte [1]) über die Bandaisaneruption die charakteristischen kegelförmigen Erhebungen dieser Schuttströme auf zerfallene große Trümmer zurückführen, betrachtet Junghuhn dieselben als besondere Aufstauungen von Bruchstücken, dort entstanden, wo sich örtliche Hindernisse dem Strome entgegenstellten.

Solche Schuttströme verwandeln sich in Schlammströme dann, wenn sich von vornherein oder unterwegs Wasser zu ihnen gesellt. Ersteres ist vor allem dort der Fall, wo die Wasser eines Kratersees von der Explosion betroffen werden, so daß sie sich samt ihren Fischen, wie z. B. gelegentlich der Explosion des Carguairazo 1698, mit dem Tuffmateriale zu einem dicken Brei vermischen. Dies ist nach Junghuhn die Ursache der meisten Schlammströme javanischer Vulkane [2]). Andere Schlammströme entstehen dadurch, daß die Schneedecke eines Vulkanes bei herannahender Eruption plötzlich schmilzt, ihre Schmelzwasser ergießen sich vehement den Berg herab und verwandeln sich unterwegs in einen Murgang. Auch die vulkanische Eruptionen begleitenden Gewitter veranlassen öfters gleiche Erscheinungen, deren Entwickelung durch das lockere Material aller Tuffvulkane sehr befördert wird. Gleich den Lavaströmen führen die Schutt- und Schlammströme in der Nähe der Vulkane zu verwickelten Abdämmungserscheinungen und befördern die Bildung von Seen in der Umgebung.

Das Auftreten der Vulkane ist gewöhnlich ein geselliges, und zwar ordnen sich benachbarte Eruptions-

---

[1]) Sekiya and Kikuchi, The Eruption of Bandaisan. Journ. of the College of Science Imperial University Japan. III. pt. II. 1889. — Wada, Der Ausbruch des Bandaisan. Mitt. d. deutsch. Gesellsch. f. Natur- u. Völkerkunde Ostasiens. Tokio. V. 1889. S. 69.

[2]) Java. II. S. 496, 717.

schlünde meist reihenförmig oder bilden Gruppen: die echte Vulkanlandschaft. Die einzelnen Erhebungen derselben sind manchmal so dicht gedrängt, daß sie sich gegenseitig in ihrem Wachstum hemmen, wobei benachbarte Kegel miteinander zu Zwillingskegeln verwachsen, deren Gehänge unmittelbar aneinanderstoßen und zwischen sich einen Raum einschließen, den Lyell als intercollin, J. D. Dana als intermontan bezeichnet (vergl. S. 86). Derartige Umwallungsthalungen sind namentlich häufig zwischen monogenetischen Vulkanen, welche in einer bestimmten Reihenfolge neben- und nacheinander aufgeschüttet werden, wie z. B. auf Volcano, wie denn überhaupt gelegentlich die einzelnen Eruptionszentren einer Reihe sich in derselben Richtung allmählich verschieben, so daß nach und nach einzelne parallelstreichende Züge von Vulkanbergen entstehen. Eine solche Anordnung schilderte E. Sueß [1]) aus Mittelamerika und nach Felix und Lenk [2]) wiederholt sich dieselbe Form der Gruppierung in Mexiko. Verschiebt sich hingegen der Ort der vulkanischen Thätigkeit nicht, sondern konzentriert sich dieselbe auf einen einzigen Herd einer Gruppe, so entsteht ein großer polygenetischer Vulkan, welcher sich über seine Nachbarn allmählich hinwegbaut und den Raum der ganzen Gruppe nach und nach einnimmt. Zahlreiche polygenetische Vulkane dürften auf diese Weise entstanden sein und möglicherweise beruht die Thätigkeit mancher „parasitischer Krater“ auf dem Wiederaufleben eines verschüttet gewesenen Eruptionsherdes. L. v. Buch [3]) bezeichnete derartige polygenetische Vulkane als zentrale.

Daß die oft sehr unregelmäßige Aufschüttung von benachbarten Vulkankegeln gelegentlich die Entstehung von rings um-

---

[1]) Das Antlitz der Erde. I. 1885. S. 120.

[2]) Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexiko. I. Teil. 1890. S. 6, 7. — Ueber die tektonischen Verhältnisse der Republik Mexiko. Zeitschr. der Deutschen geolog. Gesellsch. XLIV. 1892. S. 303.

[3]) Physikalische Beschreibung der kanarischen Inseln. Berlin 1825. Abschn. VI. (Schriften. III. S. 508.)

wallten Hohlformen von Wannen oder auch von Hohlebenen bedingt, in denen sich das Wasser sammelt, daß überdies die Lava- oder Schuttströme der Vulkane häufig Thäler absperren und dadurch gleichfalls die Seebildung befördern, daß endlich sich in den Kratern und Explosionskratern, sobald die vulkanische Thätigkeit etwas aussetzt, sich Seen sammeln, ist bereits S. 296 erwähnt worden. Das Auftreten von ganzen Seenkomplexen zeichnet daher, falls die klimatischen Verhältnisse die Seebildung ermöglichen, die Vulkanlandschaften aus.

b) Abtragung.

Die thätigen Vulkane tragen meist nur sehr geringe Spuren der erodierenden Wirkung des Wassers. Mögen sie aus lockeren, zu Tuff verkitteten Auswürflingen oder aus einzelnen Lavadecken bestehen, so ist ihre Oberfläche sehr porös und saugt begierig alles Wasser auf, weswegen Bäche und Flüsse und damit ein wesentlicher Faktor der Oberflächengestaltung fehlen. Aktive Vulkane stellen daher gewöhnlich reine aufgesetzte Formen dar. Wenn aber ihre Thätigkeit längere Zeit innehält, macht sich der Einfluß der Erosion geltend. Heftige Regengüsse schwemmen die lockeren Bestandteile des Aufschüttungskegels abwärts, kleine Rillen einfurchend, die vom Berge verschluckten und an seinem Fuße als Quellen wieder auftretenden Wasser schneiden Thäler ein, welche durch allmähliche rückwärtige Erosion bergaufwärts sich verlängern, dabei gelegentlich Quellgängen folgend. So wird der Abfall des Vulkanes allmählich von Thälern durchfurcht, welche um so größer sind, je ausgedehnter er selbst ist. Zunächst sind diese Thäler schluchtartig und wenig tief, man nennt sie dann vielfach nach einer auf den Kanarien üblichen Bezeichnung Barranco. Zwischen denselben erstrecken sich entweder breite Flächen des Bergabhanges oder schmale Rippen desselben. Junghuhn[1]) hat die Entwickelung dieser Rippen am Gunung Sumbing genauer verfolgt. Er zählte an den obersten Partieen dieses Vulkanes in 3360 m Höhe 10 Rippen, in 2760 m Höhe 32 Rippen, in 1790 m

[1]) Java. II. 1857. S. 242.

Höhe 72, bei 970 m 95—100 Rippen und beobachtete zwischen den genannten Höhen Böschungen von 37°, 25°, 10,5°. Es findet also hier eine ganz regelmäßige Verästelung der Barrancos um Vulkangebirge statt. In andern Fällen ist die Entwickelung der Barrancos eine mehr einseitige. J. D. Dana[1]) bemerkte, daß dieselben auf der Regenseite der vulkanischen Inseln des Pazifik zahlreicher sind als auf der entgegengesetzten Abdachung; überdies sind dieselben auch an Vulkanen, welche durch heftige einseitige Explosionen umgestaltet worden sind, sehr unregelmäßig entwickelt und die Barrancos, welche, sich rückwärts verlängernd, die Calderen öffnen, erlangen besondere Bedeutung. Sie schneiden tiefer als ihre Nachbarn ein und gewinnen durch Einbeziehung der Caldera einen oft äußerst großartigen Thalschluß, der in seiner Anlage nicht als das Werk der Erosion zu bezeichnen ist, welcher aber durch fortwährendes Abbrechen um so mehr wächst, je tiefer der Abflußkanal einschneidet. So ist die Caldera von Palma durch den Barranco de las Angustias geöffnet[2]) und in den Thalschluß desselben verwandelt worden. Auch die großen Thalkessel von Cilaos und Salazie auf La Réunion dürften als geöffnete Calderen aufzufassen sein. Es sind dies breite und tiefe Einsenkungen in den Flanken des Piton des Neiges, welche, wie alle entsprechenden Bildungen, durch einen schmalen durchbruchähnlichen Kanal entwässert werden. (Vergl. Fig. 27, S. 420. Zwischen dem Piton und Cote 1800 m der Kessel von Cilaos, zwischen dem Piton und Cote 1620 m jener von Salazie.) Eine sehr wichtige Rolle spielen bei Entwickelung der Thäler endlich die intercollinen Räume zwischen zwei benachbarten Kegeln; dieselben sind die naturge-

---

[1]) Geology in Wilkes, United States Exploring Expedition 1838—42. X. 1849. p. 382 ff. — Points in the Geological History of the Islands Maui and Oahu. Am. Journ. (3). XXVII. 1881. p. 81 (92).

[2]) Hartung hält (Betrachtungen über Erhebungskrater. 1862. S. 1) die Caldera von Palma lediglich für ein Werk der Erosion; Rothpletz (P. M. 1889. S. 250) führt die Anlage derselben auf tektonische Momente zurück.

mäßen Sammelplätze der Gewässer und gestalten sich leicht in echte Erosionsthäler um, was namentlich Hartung[1]), v. Fritsch und Reiß[2]) ausführten.

Wird die erodierende Thätigkeit des Wassers nicht durch neue Ausbrüche, durch neue Lavaströme, welche sich gern in den Barrancos abwärts ergießen oder durch neue Anhäufung lockerer Auswürflinge namhaft erschwert oder selbst aufgehoben, erlischt also der Vulkan, so sind seine weiteren Umbildungsstadien lediglich Denudationsphänomene. Die monogenen Tuffvulkane werden rasch abgetragen; ist in ihrem Eruptionsschlote die Lavasäule erstarrt, so wird dieselbe nach Abtragung des sie umgebenden Tuffwalles bloßgelegt und anstatt der Vertiefung des Kraters tritt eine Erhebung, welche den Quellkuppen ähnelt, entgegen. Das ist die Halskuppe. Länger widerstehen die Domvulkane der Abtragung und namentlich erweisen sich ausgedehnte Lavadecken als ein wirksamer Schutz ihrer Unterlage gegenüber den Angriffen der Denudation, denn diese Decken sind zumeist wegen der säuligen Absonderung ihres Materiales permeabel und sind zugleich schwer verwitterbar. Lavadecken, welche ursprünglich über Vertiefungen gebreitet wurden, werden durch die Denudation daher gewöhnlich aus ihrer Umgebung herausgearbeitet und in vulkanische Tafelländer oder Tafelberge verwandelt (Tafelbergstruktur Powells). Polygenetische Vulkane werden durch die Abtragung in förmliche vulkanische Gebirge verwandelt, welche gewöhnlich radiär gegliedert sind. Der Gipfel des Vulkankegels wird zu einem Wasserscheidenknoten, die Form der von demselben ausstrahlenden Rücken wechselt nach dem Charakter des Vulkanes. Tuffvulkane nehmen mildere Formen an als Lavavulkane, deren kuppelförmige Gestalt lange der Abtragung trotzt. Sehr charakteristisch ist die Umgestaltung der polygenetischen gemeinen Vulkane. Das feste, von Radialgängen erstarrter Lava gebildete Ge-

[1]) Geologische Beschreibung der Inseln Madeira und Porto Santo. 1864. S. 21.

[2]) Tenerife. Winterthur 1867. S. 95.

rüst derselben trotzt der Denudation, alle Tuffpartieen fallen derselben zum Opfer, ebenso jene Teile der Lavaströme, die über leicht zerstörbare, der Denudation ausgesetzte Tufflagen ergossen sind, während die Strompartieen, die am Fuß des Berges auf einem festen Sockel liegen oder deren Unterlage nicht bloßgelegt ist, erhalten bleiben. Es entsteht ein kuppiges Bergland, dessen zentrale Erhebungen den Radialgängen, dessen peripherische Gipfel den Stromenden des alten Vulkanes entsprechen. E. Sueß[1]) hat diese Verhältnisse an den später von E. Reyer[2]) genauer untersuchten Euganeen auseinandergesetzt und letzterer unterscheidet[3]) folgende Formen vulkanischer Kuppen: 1. Erosionskuppen, Reste von Lavaströmen. 2. Quellkuppen, entsprechend den homogenen Vulkanen v. Seebachs. 3. Kraterkuppen, bloßgelegte Lava des Eruptionsschlundes, mit welchem die Radialkuppen in Beziehung stehen. Diese Kuppen wurden in Nordamerika als Hälse (necks)[4]) bezeichnet. Findet sich im Zentrum des gemeinen Vulkanes keine erstarrte Lavasäule oder haben hier große Explosionen stattgefunden, so kann das vulkanische Bergland in seiner Mitte stärker abgetragen werden, als in den randlichen Partieen, so daß von einem niedrigen wasserscheidenden Knoten aus die Flüsse größere, von Erosionskuppen gebildete Erhebungen durchbrechen, was auf Mauritius der Fall ist[5]).

Die allgemeine Tendenz bei Umbildung der Vulkane unter dem Einflusse der Denudation ist die, daß die Lavaströme und Lavagänge herausgearbeitet werden. Die ersteren nun sind gewöhnlich in Thäler ergossen und bezeichnen Orte, welche zur Zeit ihrer Entstehung Vertiefungen darstellen und aus welchen allmählich durch

---

[1]) Der Vulkan Venda bei Padua. Sitzber. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien. Math.-naturw. Kl. LXXI. II. Abt. 1875.

[2]) Die Euganeen. Wien 1877.

[3]) Theoretische Geologie. Stuttgart 1889. S. 113.

[4]) Dutton, Mount Taylor. VIth Ann. Rep. U. S. Geolog. Surv. 1884/85. p. 113 (167).

[5]) v. Drasche, Die Insel Réunion mit einem Anhange über die Insel Mauritius. Wien 1878. S. 79.

Circumdenudation Erhebungen hervorgehen. Kommt es nunmehr zu einer Erneuerung der vulkanischen Thätigkeit, so ergießen sich die neuen Lavaströme in jene Vertiefungen, welche durch die Denudation zwischen den alten geschaffen worden sind, so daß in jedem vulkanischen Gebirge, welches eine fortschreitende Denudation erfährt, die zeitweilig erfolgenden Lavaergüsse staffelförmig untereinander liegen, die ältesten zu oberst, die jüngsten zu unterst, wie dies Montlosier[1]) bereits 1802 in ausgezeichneter Weise für die Auvergne darthat. Powell[2]) nannte die so entstandene Oberflächenform nach einem Beispiele im Coloradogebiete Uinkaretstruktur.

Die fortschreitende Denudation kann schließlich alle oberflächlichen Anhäufungen eines Vulkans abtragen, allein wie tiefgehend sie auch sein möge, so wird sie doch nie jedwelche Spur derselben beseitigen können. Die Ausfüllung des Eruptionsschlotes wird in allen Denudationsstadien vermöge des Umstandes, daß sie gewöhnlich von widerstandsfähigen, massigen Gesteinen gebildet wird, als Erhebung auftreten und überdies werden bei fortschreitender Denudation auch jene Lavagänge entblößt werden, welche nie das Tageslicht erreichten und lediglich Intrusionen darstellen. Auch diese Massen werden in kuppenförmige Erhebungen verwandelt, wie z. B. die Basaltkuppen am Fuße der Rauhen Alb in Süddeutschland; es sind dies Intrusionskuppen. Ferner werden die vulkanischen Massen, welche in Gestalt großer Kuchen injiziert worden sind, die Lakkolithen Gilberts[3]), bloßgelegt werden und gleichfalls vermöge ihres Materiales Erhebungen bilden (Henry Mountain Structur Powells). Endlich werden die in namhafter Tiefe langsam erstarrten und daher petrographisch anders als die oberflächlich ausgeflossenen entwickelten Laven durch die Denudation

---

[1]) Essai sur la théorie des volcans d'Auvergne. Paris 1802. Cap. VII.

[2]) Types of Orographic Structure. Am. Journ. (3). XII. 1876. p. 414.

[3]) Report on the Geology of the Henry Mountains. Washington 1877. p. 19.

ans Tageslicht gebracht werden und auch diese Batholithen[1]) bilden vermöge der Widerstandsfähigkeit ihres Materiales Erhebungen von sehr gleichmäßiger Struktur. Es ist der Ort eines Vulkans für jedwelches Stadium der Abtragung durch Erhebungen bezeichnet, deren Charakter jedoch mit fortschreitender Abtragung sich beträchtlich ändert.

c) Verbreitung.

Die geographische Verbreitung der Vulkane ist eine sehr unregelmäßige auf der Erdoberfläche; manche Gebiete haben während der letzten geologischen Periode nicht die mindeste Spur vulkanischer Thätigkeit erfahren, während andere in sehr beträchtlichem Maße von derselben heimgesucht wurden und zwar zu wiederholten Malen. Weit verbreitet sind die vulkanischen Gebirge, welche durch Zerstörung von Vulkanen gebildet wurden; in engeren Grenzen halten sich die Vulkanberge, d. h. diejenigen Erhebungen, welche im wesentlichen als aufgeschüttet zu betrachten sind und nur wenig oder gar nicht von Erosion und Denudation umgestaltet worden sind; noch beschränkter ist die Entwickelung derjenigen, welche im gewöhnlichen Sinne als thätig gelten, d. h. welche in historischen Zeiten Ausbrüche gehabt haben oder bei welchen sich die vulkanische Thätigkeit noch in Nachwirkungen, in Form von lebhaften Gasexhalationen äußert. Diese beiden letzteren gewöhnlich angewendeten Kriterien der Thätigkeit eines thätigen Vulkanes sind keineswegs sehr zuverläßliche, denn der Begriff „historische Zeit“ ist für die einzelnen Teile der Erdoberfläche ein sehr verschiedener und die sogenannten Nachwirkungen treten an Stellen entgegen, wo oberflächlich jede Spur der Vulkanform verschwunden ist. Es sei daher in folgendem von ihnen abgesehen. In morphologischer Beziehung müssen alle die Stellen der Erdoberfläche als aktive Vulkane gelten, an

[1]) Sueß, Das Antlitz der Erde. I. 1885. S. 219.

welchen durch Aufhäufung oder Ergüsse von Massen des Erdinnern Formen der Erdoberfläche entstanden sind, welche im wesentlichen als angehäufte zu gelten haben und welche daher ihre ursprüngliche Form noch in großen Zügen unversehrt zur Schau tragen. Ein Ueberblick dieser im morphologischen Sinne noch thätigen Vulkane aber wird dadurch erschwert, daß viele derselben, welche seit Menschengedenken keine Ausbrüche mehr gehabt haben, erst durch eine genaue Untersuchung als solche erkannt werden können, so daß von Jahr zu Jahr solche Vulkane noch entdeckt werden und die Zahl der monogenetischen thätigen Vulkane sich nicht einmal annähernd feststellen läßt.

Eine Thatsache tritt in der Verbreitung der Vulkane [1]) sofort deutlich entgegen, nämlich: die meisten Vulkane sind reihenförmig angeordnet und diese Reihen begleiten namentlich die Ränder der Festländer, während das Innere der letzteren ziemlich arm an solchen Bergen ist. Verhältnismäßig reicher sind, wie es scheint, die Meeresräume mit Vulkanen ausgestattet, wenigstens erheben sich aus allen Ozeanen in allen Breiten vereinzelte vulkanische Inseln, welche, dem Meeresboden aufgesetzt, sehr beträchtliche Erhebungen darstellen, während alle kleineren marinen Vulkane sich lediglich als Unebenheiten des Meeresgrundes darstellen und der Kenntnis entziehen.

Der Mangel an Vulkanen im Innern der Festländer ist aber kein absoluter. Mitteleuropa birgt auf dem rheinischen Schiefergebirge und in den Sudeten zahlreiche monogenetische Vulkane, die in historischen Zeiten zwar nie mehr thätig waren, aber ihre Form wohl bewahrt haben. Dieselben finden sich in 200—500 km Entfernung vom Meere. Nach dem Zeugnisse von Stoliczka ferner ist wohl nicht zu bezweifeln, daß sich am Südabfalle des Thien-Schan 2000 km weit vom Meere echte vulkanische Bildungen finden [2]), die Expedition des

---

[1]) Vergl. hierzu Berghaus' Physikal. Atlas. Blatt 3. 1888.
[2]) Citiert bei v. Richthofen, China. I. 1877. S. 219.

Prinzen Heinrich von Orleans[1]) entdeckte Vulkankegel und Lavaströme auf dem Hochlande von Tibet, 1250 km vom Meere entfernt; 1721 und 1722 war 800—900 km weit von der Küste der Vulkan von Ujun-Choldongi unweit Mergen in der Mandschurei thätig[2]). Muß es ferner zwar einstweilen noch offen bleiben, ob die von Nachtigal[3]) beschriebene Kraterbildung auf dem Tarsogebirge in der Sahara, mehr als 1100 km weit vom Meere, wirklich einem Vulkane angehört, so kann doch nicht mehr im mindesten zweifelhaft sein, daß in der großen Serie ostafrikanischer Grabenverwerfungen mindestens 900 km weit vom Meere thätige Vulkane vorkommen. Es sind dies die von Graf Teleki und v. Höhnel entdeckten Vulkane im Rudolfsee (Bassonarok)[4]). Nordamerika endlich besitzt in der San Francisco-Gruppe in Arizona, 450 km weit vom Meere, zahlreiche kleine Krater[5]), sowie in Utah südlich vom großen Salzsee solche 1000 km weit vom Ozeane; im ganzen zählte Gilbert[6]) im fernen Westen Nordamerikas rund 210 rezente Vulkane und 30 junge Spaltenergüsse. Selbst die großen südamerikanischen Vulkane, welche entschieden in Bezug auf den ganzen Erdteil randlich liegen, halten sich in 200 (Cotopaxi) bis 250 km (Atacama) Entfernung vom Ozeane[7]).

Die Hauptentwickelung der Vulkane wird jedoch unzweifelhaft in der Nachbarschaft der Meere angetroffen.

---

[1]) Traversée du Tibet. Bull. Soc. de géogr. (7). XII. 1891. p. 328.

[2]) P. Semenow, Ueber vulkanische Erscheinungen in Zentralasien. Z. f. E. N. F. II. 1857. S. 34 (49).

[3]) Sahara und Sudan. Berlin 1879. I. S. 391.

[4]) L. v. Höhnel, Ueber die hydrographische Zugehörigkeit des Rudolfseegebietes. P. M. 1889. S. 233. — Beiträge zur geologischen Kenntnis des östlichen Afrika. I. Denkschr. d. kais. Akad. Wien. Math.-naturw. Kl. LVIII. 1891. S. 447.

[5]) Gilbert in Wheeler, Report upon Explorations and Surveys west of the 100th mer. Washington 1875. p. 525.

[6]) Lake Bonneville. 1890. p. 336.

[7]) Vergl. die Zusammenstellung in Löwl, Spalten und Vulkane. Jahrb. k. k. geolog. R.-A. Wien. 1886. XXXVI. S. 315 (325). Siehe auch Humboldt, Kosmos. IV. 1858. S. 453.

Namentlich der Pazifik ist umrahmt von einer beinahe ununterbrochenen Reihe von Vulkanen. Dieselbe erstreckt sich von Kamtschatka über die Kurilen, Japan, die Liukiu bis zu den Philippinen, beginnt im Bismarckarchipel von neuem und zieht sich über die Salomonsinseln und die Neuen Hebriden nach Neuseeland, südlich von welcher Doppelinsel auf den Ballenyinseln und auf dem Victorialande wieder Vulkane angetroffen werden. Eine Vulkanreihe folgt ferner der Guirlande der Aleuten und der Küste von Alaska, dieselbe findet in der Reihe des Cascadengebirges ihre Fortsetzung; zerstreut treten Vulkane am Californischen Meere entgegen, sie durchsetzen als geschlossene Reihe Südmexiko und die mittelamerikanischen Staaten: Ecuador, Bolivia, Chile nebst Patagonien haben ihre eigenen Vulkanreihen und selbst auf Grahamland in der Antarktis wurden Vulkane entdeckt[1]). Eine ähnliche Umrahmung mit Vulkanen fehlt aber den andern Ozeanen, am Atlantik findet sich lediglich die Reihe der kleinen Antillen und am Indischen Ozeane jene der Sundainseln, welche sich bis Burma fortsetzt. Es beschränkt sich das Auftreten von Vulkanen auf den pazifischen Küstentypus mit steilem Abfalle[2]) und gehört sohin nicht zu den Eigentümlichkeiten aller Gestadeländer.

Die große Flucht der pazifischen Vulkane gehört sichtlich in den Hauptgebirgsgürtel der Erde, in welchen auch die mittelmeerischen sowie kaukasischen fallen. Aber bemerkenswerterweise sind sie in den eigentlichen Faltungszonen nur selten. Lediglich der Kaukasus, der Elburs und ein Teil der südamerikanischen Anden tragen Vulkankegel, während die Alpen, die Pyrenäen, der Himalaya völlig frei von aller Spur jüngerer vulkanischer Thätigkeit sind, was deswegen zu betonen ist, weil man früher die Gebirgsbildung direkt als eine Wirkung vulkanischer

---

[1]) Murray, Notes on an important geographical Discovery in the Antarctic Regions. Scott. Geogr. Mag. X. 1894. p. 195.

[2]) J. Milne, Note on the geographical Distribution of Volcanoes. Geolog. Mag. (2). VII. 1881. p. 166.

Kräfte ansah und weil nach Mallet[1]) die Laven an jenen Stellen der Kruste entstehen, die besondere Kompression erfahren. Häufig dagegen finden sich Vulkane auf der abgebrochenen Innenzone von Faltungsgebirgen. So stehen auf dem Südabbruche der Karpathen die Ueberreste zahlreicher Vulkane; auf der Innenseite der Alpen steht das Vulkanskelett der Euganeen; auf der Innenseite des Apennin erheben sich der Vesuv, die Vulkane südlich und nördlich von Rom. Am häufigsten finden sich Vulkane auf zerbrochenen Faltungszonen, so z. B. im ägäischen Meere, auf den kleinen Antillen, auf den ostasiatischen Inselbogen.

Außerhalb des großen Hauptgebirgsgürtels sind die Vulkane selten und kommen in der Regel nur in einzelnen Gruppen oder kürzeren Reihen (Island, Azoren, Kanarien, Capverden, Golf von Guinea) vor. Nur einmal treten sie zu einer langen Reihe zusammen. Vom Hauran bei Damaskus an ist zunächst längs des Ostufers des Roten Meeres, dann längs des Südostabfalles von Abessinien und schließlich etwa auf der Wasserscheide zwischen dem Nil und Indischen Ozeane eine beinahe fortlaufende Flucht von Vulkanen bis zum Kilimandscharo zu verfolgen, welche unbekümmert um die Umrisse des Ozeanes einem sehr merkwürdigen Streifen von Grabenbrüchen folgt[2]). Hier knüpfen sich die Vulkane an Schollengebirge. Dies ist auch mit den erloschenen Vulkanen Mitteleuropas, sowie mit den Vulkanen des Coloradoplateaus der Fall. Regelmäßig erheben sich hier allenthalben die Vulkane in Grabensenkungen oder wenigstens in deren Nachbarschaft oder auch mitten in Kesselbrüchen. Judd[3]) kehrt ferner hervor, daß die größten Meerestiefen in der Nähe von Vulkanen angetroffen werden, was jedoch, wie J. D. Dana[4]) gezeigt, nicht für alle Fälle Stich hält. Es liegen die

[1]) Volcanic Energy. Phil. Trans. London. CLXIII. 1873. p. 147.

[2]) Seither beschrieben von E. Sueß, Beiträge zur geologischen Kenntnis des östlichen Afrika. A. a. O.

[3]) Volcanoes. 4th ed. London 1888. p. 242.

[4]) On the Origin of the deep Troughs of the oceanic Depression. Am. Journ. (3). XXXVII. 1889. p. 192.

thätigen Vulkane im allgemeinen in der Nähe von noch in Bildung begriffenen Verwerfungen und sie bilden eine Begleiterscheinung der letzteren. Man trifft sie daher namentlich an jenen Küsten, an welchen große Einbrüche erfolgen, so vor allem im Bereiche von Ingressionsmeeren, mögen dieselben als Randmeere oder als Mittelmeere entwickelt sein, man findet sie ferner auf dem Lande längs großartiger Grabenbrüche. Dementsprechend fehlen sie im Bereiche der eigentlichen stabilen Krustenteile. Sie mangeln in Nordosteuropa und Nordasien, also dem Kerne von Eurasien, im gesamten östlichen Nordamerika, im überwiegenden östlichen Teile von Südamerika, im Kaplande und in Dekkan, also in Indoafrika, endlich im größten Teile von Australien. Auch inmitten der Ozeane sind sie nur vereinzelte Erscheinungen.

d) Geschichtliches.

Obwohl man in historischen Zeiten mehrere Vulkane hat entstehen sehen und ausgezeichnete Forscher Zeugen gewaltiger Eruptionen gewesen sind, so ist man doch durch geraume Zeit im unklaren über die Bildung der Vulkanberge gewesen. Aeltere Beobachter allerdings faßten deren Bildung genau in derselben Weise als einen Anhäufungsprozeß auf, wie dies auch gegenwärtig geschieht. J. A. de Luc[1]), Hamilton[2]) und sein Kommentator Giraud-Soulavie[3]), de Dolomieu[4]), Spallanzani[5]), Montlosier[6]) und andere erwähnen teils beiläufig, teils ausdrücklich, daß die Vulkankegel durch Aufschüttung entstanden. Dagegen entwickelte L. v. Buch[7]) eine Ansicht, welche sich im

[1]) Lettres physiques et morales. Amsterdam 1779. II. p. 448.

[2]) Oeuvres complètes de M. le chevalier Hamilton. Commentées par Giraud-Soulavie. Paris 1781. p. 90, 172, 175.

[3]) Ebenda S. 396.

[4]) Reise nach den Liparischen Inseln. Deutsch von Lichtenberg. Leipzig 1783. S. 94. — Mémoire sur les îles Ponces et catalogue raisonné des produits de l'Etna. Paris 1788. p. 25, 145, 153, 164.

[5]) Voyage dans les Deux Siciles. II. p. 116. Cit. v. Scrope.

[6]) Essai sur la théorie des volcans d'Auvergne. Paris 1802. Cap. III.

[7]) Ueber die Zusammensetzung der basaltischen Inseln und über Erhebungskratere. Abh. phys. Kl. Akad. Berlin 1820. (Schriften.

wesentlichen an die von Antonio Lazzaro Moro[1]) aufgestellte anschließt. Nach v. Buch sind die meisten Vulkankegel und zwar alle basaltischen durch Hebung entstanden. Einen Ausweg nach oben suchend durchbrachen die vulkanischen Kräfte die Erdkruste und erhoben dieselbe neben der geschaffenen Oeffnung etwa so, wie man ein Stück Blech beim Durchschlagen mit einem Bolzen aufsprengt. Die so umwallte Oeffnung wurde als Erhebungskrater bezeichnet, in welchem dann erst ein Eruptionskegel aufgeschüttet wurde. Die Barrancos wurden als die Risse angesehen, welche bei der Erhebung notwendigerweise entstanden. Diese Theorie wurde besonders von Dufrénoy und von Elie de Beaumont[2]) in Frankreich, durch Beobachtungen des letzteren[3]) am Aetna gestützt und wurde namentlich durch die Autorität von A. v. Humboldt[4]) verbreitet; auch schien sie bestens mit den Ansichten von Sir James Hall über die Faltung der Schichten durch aufquellenden Granit zu harmonieren. Sie war durch geraume Zeit in Deutschland und Frankreich die herrschende. Dagegen hat in England die v. Buchsche Erhebungstheorie nie recht Fuß gefaßt, hier entwickelte P. Scrope[5]) 1825 von neuem die Lehre über die Aufschüttung der Vulkankegel in vorzüglicher Weise und Lyell[6]) trat derselben bei. Auch Cordier[7]), Fr. Hoffmann[8]),

---

III. S. 1.) — Physikalische Beschreibung der kanarischen Inseln. Berlin 1825. Abschn. VI. (Schriften. III. S. 508.) — Ueber Erhebungskratere und Vulkane. Pogg. Ann. d. Physik. XXXVII. 1836. S. 169—190. (Schriften. IV. S. 292.)

[1]) Neue Untersuchungen der Veränderungen des Erdbodens etc. Aus dem Italienischen. Leipzig 1701. Hauptstück VII—X. Vergl. K. E. A. v. Hoff, Geschichte der natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche. III. Teil. Gotha 1834. S. 318.

[2]) Mémoire sur les groupes du Cantal, du Mont Dore et sur les soulèvements auxquels ces montagnes doivent leur relief. Mém. pour servir à une descript. géolog. de la France. II. 1834. p. 223. — E. de Beaumont, Sur quelques points de la question des cratères de soulèvement. Ebenda III. 1836. p. 193.

[3]) Recherches sur la structure et sur l'origine du Mont Etna. Ebenda IV. 1838. p. 1.

[4]) Ueber den Bau und die Wirkungsart der Vulkane in verschiedenen Erdstrichen. Abhdlgn. Akad. Berlin. 1822/23. Phys. Kl. S. 137. Ansichten der Natur. Stuttgart 1860. II. S. 177. Kosmos. 8°-Ausg. I. 1845. S. 235. 12°-Ausg. IV. 1858. S. 268.

[5]) Considerations on Volcanos etc. London 1825. p. 150, 160.

[6]) Principles of Geology. 1. Aufl. I. 1830. p. 387.

[7]) Observations sur les systèmes volcaniques et les cratères de soulèvement. Bull. Soc. géolog. II. 1830/31. p. 394.

[8]) Les terrains volcaniques de Naples, de la Sicile et des îles de Lipari. Bull. Soc. géolog. III. 1831/32. p. 170.

Montlosier[1]), Constant Prévost[2]), J. D. Dana[3]) und Junghuhn[4]) fanden, daß die Erhebungstheorie den natürlichen Verhältnissen nicht entspricht und die beiden letzteren führten aus, daß die Barrancos nichts als Erosionsthäler seien; Junghuhn ferner machte auf die große Bedeutung der Explosionen bei der Kraterbildung besonders aufmerksam. Lyell[5]) und Scrope[6]) haben dann später in erfolgreicher Weise die Unhaltbarkeit der Erhebungstheorie nachgewiesen. G. Hartung[7]), W. Reiß[8]), K. v. Fritsch[9]) und Stübel[10]), sowie Fouqué[11]) haben durch Untersuchung der Azoren und kanarischen Inseln, sowie von Santorin, F. v. Hochstetter[12]) endlich durch Studium der neuseeländischen Vulkane die Aufschüttungstheorie glänzend erwiesen. J. Roth[13]) hat für den Vesuv, Sartorius v. Waltershausen und v. Lasaulx[14]) haben für den Aetna die Unmöglichkeit, die Erhebungshypothese anzu-

---

[1]) Lettres sur les soulèvements et les cratères de soulèvement. Bull. Soc. géolog. II. 1830/31. p. 393.

[2]) Sur la théorie des soulèvements. Bull. Soc. géolog. XI. 1839/40. p. 183 (190).

[3]) Geology in Wilkes Exploring Expedition. 1849.

[4]) Java. II. 2. Aufl. 1857. p. 628. (Das holländische Original erschien 1849.)

[5]) On the Geology of Madeira. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. X. 1854. p. 325. — On the Structure of Lavas which have consolidated on steep Slopes, with Remarks on the Origin of Mount Etna and on the Theory of Craters of Elevation. Phil. Trans. CXLVIII. 1858. Pt. II. p. 703.

[6]) On Craters of Denudation, with Observations on the Structure and Growth of Volcanic Cones. Quart. Journ. Geolog. Soc. VI. 1850. p. 207. — On the Formation of Craters and the Nature of the Liquidity of Lavas. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XII. 1856. p. 326. — On the Mode of Formation of Volcanic Cones and Craters. Ebenda XV. 1859. p. 505.

[7]) Die geologischen Verhältnisse der Inseln Lanzarote und Fuertaventura. — Die Azoren. Leipzig 1860. — Betrachtungen über Erhebungskrater. Leipzig 1862. — Geologische Beschreibung der Inseln Madeira und Porto Santo. Leipzig 1864.

[8]) Die Diabas- und Lavenformation der Insel Palma. Wiesbaden 1861.

[9]) K. v. Fritsch, G. Hartung und W. Reiß, Tenerife, geologisch-topographisch dargestellt. Winterthur 1867.

[10]) Reiß und Stübel, Geschichte und Beschreibung der vulkanischen Ausbrüche bei Santorin. Heidelberg 1868.

[11]) Santorin et ses éruptions. Paris 1879.

[12]) Neuseeland. Stuttgart 1863. S. 81.

[13]) Der Vesuv und die Umgebung von Neapel. Berlin 1857. S. XXIII.

[14]) Der Aetna. Leipzig 1880.

wenden, gezeigt. Auf den Einfluß, welchen der verschiedene Grad Flüssigkeit der Lava auf die Entwickelung der Vulkanformen hat, hat Scrope[1]) besonders aufmerksam gemacht und A. v. Humboldt[2]) betonte das Auftreten von Massenergüssen neben der Bildung der Domvulkane, die er als Glockenberge bezeichnete.

Kapitel VIII.

Die Senken.

1. Einteilung.

Durch ihren Abfall setzen sich die Gebirge gegenüber tiefer gelegenen Landstrichen ab, welche man als Senken bezeichnen kann. Gewöhnlich verbindet sich mit der relativ tiefen Lage derselben auch absolut genommen geringe Erhebung; die meisten Senken sind Tiefland. Aber unbedingt trifft diese Vereinigung nicht zu; nicht unbeträchtliche Senken gehören dem Hochlande an. Sehr mannigfaltig ist ihre Oberflächengestaltung; bald treten sie als Ebenen entgegen, bald als aufgesetzte Hügelländer, vielfach als Thallandschaften, nicht selten auch als Wannenländer. Im allgemeinen sind sie Flachländer, und bei den Tieflandsenken ist dies die Regel. Aber die Hochlandsenken sind oft von tiefen Thälern durchfurcht, die ihnen den Charakter des Gebirges, häufiger noch aber den des Tafellandes aufdrücken. Nicht selten werden die Senken teilweise oder ganz von Binnenseen eingenommen, deren Boden den Verlauf einer Hohlebene hat. Hie und da endlich tauchen sie als Golfe unter das Meer. Es ist nicht die Art der Oberflächengestaltung, welche sie auszeichnet, sondern ihr Verhältnis zu den benachbarten Gebirgen, welche gegen sie abfallen. Die Art dieses Abfalles bestimmt sowohl den Typus des erhabenen Raumes des Gebirges als auch den des vertieften

---

[1]) Considerations on Volcanos. 1825. p. 89.
[2]) Kosmos. 12°-Ausg. IV. S. 272.

der Senken, und man kann danach unterscheiden: Schichtstufensenken vor einer Schichtstufe gelegen, Verbiegungssenken zwischen Schwellengebirgen gelegen, Bruchsenken an Bruchgebirge geknüpft, Faltungssenken vor Faltungsabfällen, sowie endlich Umschüttungssenken zwischen vulkanischen Aufschüttungen. Ein und dieselbe große Senke kann in ihren einzelnen Teilen verschiedene Typen darstellen. Für ihre systematische Stellung ist dann ausschlaggebend das Verhältnis des überwiegenden Teiles ihrer Fläche.

So erscheint die kaspische Senke größtenteils, nämlich im Norden, als Verbiegungssenke, im Süden hingegen, wo sie an den Elburs tritt, als Vorlandsenke, was nicht hindern kann, sie in ihrer Gesamtheit als Verbiegungssenke zu bezeichnen.

Zahlreiche Senken knüpfen sich an einen einzigen Gebirgsabfall und sind nur nach diesem hin scharf begrenzt, während sie in den andern Richtungen unbestimmt verlaufen. Derartige Senken kann man als offene bezeichnen. Andere erstrecken sich zwischen zwei parallelen Gebirgsabfällen: das sind die Zwischensenken, während diejenigen, welche von Abfällen rings umgeben werden, als umschlossene Senken gelten können. Jene Senken endlich, welche Unterbrechungen zwischen den Erhebungen ein und desselben Gebirgssystemes darstellen, oder welche sich zwischen zwei verschiedenen aufeinander zulaufenden Gebirgen öffnen, wie z. B. jene von Belfort, mögen Lücken heißen.

Als relativ tief gelegene Teile der Landoberfläche sind die Senken jene Gebiete, nach welchen sich die Abflüsse der angrenzenden Gebirge richten. Jene durchfließen sie als Abdachungsrinnen und werden in ihnen durch Knoten, durch Stamm- und nicht selten durch Randadern zusammengefaßt. Keineswegs aber sind dabei Senke und Flußgebiet identisch, beide Begriffe decken sich ebensowenig wie Gebirge und Wasserscheiden. Angesichts durchbrochener Gebirge zerfallen selbst umschlossene Senken in verschiedene Stromgebiete, wie z. B. die siebenbürgische Senke. In trockenen Klimaten versiegen die Gebirgsflüsse in den Senken und vermögen dieselben nicht

in die ozeanische Abdachung einzubeziehen, es kommen dann Binnensenken zur Entwickelung, die ihrerseits durch Erfüllung mit Wasser in Seesenken verwandelt werden können.

In Bezug auf die sie zusammensetzenden Gesteine weichen die Senken in der Regel von den sie begrenzenden Gebirgen ab, und zwar treten in ihnen meist jüngere Gesteine als in jenen auf. Dies führt sich auf zwei verschiedene Ursachen zurück, nämlich entweder darauf, daß durch die Denudation im Gebirge ältere Gesteine bloßgelegt worden sind, welche in der Senke noch unter mächtiger Bedeckung begraben liegen, oder daß die Senke vom Gebirge aus mit dessen Trümmern überschüttet wurde, welche eine auf die Senke beschränkte geologische Formation von geringerem Alter als das angrenzende Gebirge darstellen. Dort, wo verschieden starke Denudation die Ursache für die verschiedene Zusammensetzung von Gebirge und Senke ist, herrschen in beiden ausgearbeitete Formen, und zwar im Gebirge nicht selten die des Grundgebirges, in der Senke die des Deckgebirges, wofür die zwischen dem Thüringer Walde und dem Harze gelegene Thüringer Senke ein gutes Beispiel liefert. In dem häufigeren Falle aber, in welchem der Boden der Senke von der ihr eigentümlichen Senkenformation eingenommen wird, herrschen ursprünglich aufgesetzte und eingelagerte Formen, die ihrerseits aber vielfach in ausgearbeitete umgewandelt worden sind.

Die Senkenformationen verraten durch die sie zusammensetzenden Gesteine ihre Entstehung auf Kosten der benachbarten Gebirge; es walten in ihnen klastische Elemente entschieden vor, welche nach dem Gebirgsrande der Senke hin grobkörnig werden und eine besondere Randfazies bedingen. Sie sind bald kontinentale, bald marine Bildungen. Die ersteren herrschen bei den zentral und hoch gelegenen, die letzteren bei den peripherisch und tief gelegenen Senken vor, häufig vergesellschaften sie sich derart, daß die Randfazies aus kontinentalen, die Senkenmitte aus marinen Schichten aufgebaut wird. Da nun auch bei rein mariner Entstehung die Randfazies der Senkenformation stets eine an die Landnachbarschaft geknüpfte Uferbildung ist, während in der Senkenmitte gelegentlich Ablagerungen in beträchtlicher Tiefe entstanden, so zeichnen sich die marinen Senkenformationen durch

raschen Fazieswechsel aus, wie ein solcher z. B. der ganzen Folge der jüngeren Tertiärbildungen Süd- und Mitteleuropas zukommt.

Sobald die Senke soweit ausgefüllt ist, daß normale Flußgefällsverhältnisse hergestellt sind, so werden die Senkenformationen zerstört, und zwar an den Rändern am stärksten. Dabei wird zunächst die Randfazies zerstört; es verliert die Senkenformation ein charakteristisches Merkmal und ist dann gelegentlich nicht mehr von versenkten Partieen eines allgemein verbreitet gewesenen Deckgebirges unterscheidbar.

2. Die einzelnen Senkentypen.

Die Schichtstufensenken sind jene meist langgedehnten und oft ansehnlich breiten Senken, welche sich am Fuße der Schichtstufengebirge erstrecken. Ziemlich selten nur sind sie offen, meist verlaufen sie als Zwischensenken zwischen zwei benachbarten Stufen, so wie z. B. die Neckarsenke zwischen Rauher Alb und dem Schönbuch, oder die Regnitzsenke zwischen dem Fränkischen Jura und dem Zuge von Frankenhöhe und Steigerwald. Ihre Entwässerungsader hält sich dann stets an den Abfall der einen Stufe, von der sie kurze, rasch fallende Zuflüsse erhält, während ihr von der Höhe der anderen längere mit trägerem Laufe zufließen. Manche solcher Zwischenstufensenken umschlingen ganz oder nur teilweise ein Schwellengebirge; so werden die penninischen Höhen in England im Osten, Süden und teilweise im Westen von einer Senke umzogen, welche als zentralenglischer Thalzug beschrieben worden ist[1]). Wo die zentrale Schwelle zerstört ist, da finden sich geschlossene Senken, rings umwallt von Schichtstufen, welche in der Regel durch mehrere Durchbruchthäler entwässert werden. Wird von der Unterbrechung durch die Straße von Dover abgesehen, so stellt der Weald im südlichen England ein prächtiges Beispiel einer solchen geschlossenen Schichtstufensenke dar. Gelegentlich, wie z. B. in den Interior Valleys von Jamaica, erfolgt die Entwässerung einer

[1]) Penck, Großbritanniens Oberfläche. Deutsche geographische Blätter. VI. 1883. S. 289 (298).

derartigen Senke unterirdisch, und dieselbe gehört dann zu den poljenähnlichen Formen.

In den Schichtstufensenken fehlen in der Regel die Senkenformationen; sie sind reine Denudationsgebilde und unter den Senken die einzigen, welche aus älteren Schichten bestehen, als der angrenzende Gebirgsabfall. Ihr Verlauf und ihre Gestalt sind thalähnlich, ebenso wie die sie begleitenden Stufen sich bereits den Gebirgskämmen nähern. Und doch ist zwischen ihnen und den Thälern ein wesentlicher Unterschied vorhanden; den eigentlichen Thälern begegnet man erst an ihrem Boden, in welchen dieselben noch etwas einschneiden.

Weit ausgedehnte und äußerst mannigfaltig gestaltete Landschaften umfassen die Verbiegungssenken, die Gegenstücke zu den Schwellengebirgen. Hie und da, wo die Senkenformationen fehlen, erscheinen sie als Stufenlandschaften zwischen den Massiven, so das Pariser Becken zwischen dem zentralfranzösischen Massive und denen der Bretagne und der Ardennen. Wo die Senkenformationen noch erhalten sind, da bilden sie flache, nach einer Mittelachse gerichtete, meist ebene, hie und da in Platten zerschnittene Abdachungen, welche sich nur unbestimmt von der Umgebung abheben. Die große Mississippisenke ist das vorzügliche Beispiel für eine Senke im Bereiche einer großartigen Geoantiklinalen; mutmaßlich gehört hierher auch die Amazonassenke zwischen den Massiven von Brasilien und Guyana, sowie endlich unter den Binnensenken die große kaspische, welche in die Vorlandsenken der persischen und zentralasiatischen Gebirge übergeht.

Die großen Verbiegungssenken sind fast immer offen und zeichnen sich durch eine sehr regelmäßige Entwickelung des Flussnetzes aus. Eine Stammader folgt ihrer Längsachse und erhält beiderseits in bestimmten Zwischenräumen Zuflüsse, falls nicht, wie in den Binnensenken vielfach der Fall, die klimatischen Verhältnisse die Entwickelung der Gerinne unmöglich machen.

Ebenso mannigfaltig wie die Bruchgebirge gestalten sich die Bruchsenken. In Faltungszonen auftretend,

bedingen sie deren Zerstückelung in ein zerbrochenes Gebirge. Allmähliche Uebergänge verknüpfen das mitten im Gebirge auftretende geschlossene Senkungsfeld mit der offenen Senke, aus welcher einzelne Horste der Faltungszone aufragen, und den großen Gebirgslücken, welche sich z. B. in der Nähe von Wien zwischen Alpen und Karpathen einschalten. Diese Senken des zerbrochenen Gebirges erstrecken sich nicht selten als Golfe bis tief unter den Meeresspiegel. Den Bruchstufengebirgen entsprechen Bruchstufensenken, vielfach nach drei Seiten offen, manchmal aber auch geschlossen, wenn zwei Bruchstufen unter rechtem Winkel zusammenstoßen und ihnen gegenüber eine neue Abdachung ansteigt, wie z. B. die Senke im nördlichen Böhmen. Vor allem aber finden sich unter den Bruchsenken zahlreiche Zwischensenken: die Gräben zwischen Zwillingsbruchstufen oder Horsten. Die Rheinebene und die Jordansenke sind Beispiele für die verschiedene Gestaltung zweier solcher Grabensenken in verschiedenem Klima; weitere liefert das östliche Zentralafrika mit seinen bald leeren, bald mit Flußseen ganz oder mit Endseen teilweise erfüllten Gräben.

Sehr viele Bruchsenken, nämlich alle diejenigen, welche in größere Erhebungen eingesenkt sind, besitzen reich entwickelte Senkenformationen, während andere, wie z. B. die nordböhmische Senke, Deckgebirge bergen, das zwischen ringsum aufragendem Grundgebirge erhalten ist. Selten fehlen ältere oder jüngere vulkanische Gesteine in ihnen; echte Vulkane oder Vulkanruinen sind in den Bruchsenken weit verbreitet. Die hydrographischen Verhältnisse der letzteren sind äußerst wechselvolle. Sind manche geschlossene Bruchsenken mitten in Faltungszonen hydrographische Zentren, so fehlt den großen Senkungsfeldern an den Flanken der Faltungsgebirge irgend welche bestimmte Anordnung der Gewässer. In den Bruchstufensenken findet sich meist eine Stammader, welche sich in der Nähe der Stufe hält, während sie in den Grabensenken meist der Mittellinie derselben folgt.

Die Bruchsenken sind ziemlich häufige, in der Regel scharf begrenzte Teile der Landoberfläche; unter ihnen treten viel häu-

figer ringsum von Verwerfungen begrenzte Felder auf, als unter den Gebirgen die echten Horste. Es sinken eher isolierte Pfeiler der Erdkruste in die Tiefe, als daß solche stehen bleiben.

Die Faltungssenken begleiten den Faltungsabfall der großen Faltungsgebirge und erstrecken sich von demselben bis zu sanft ansteigenden Abdachungen, bis zu Brüchen oder endlich bis zu einem neuen Faltungsabfall. In der Regel fallen sie mit dem Gebirgsvorlande zusammen; nur bei den wenigen Gebirgen vom Baue des schweizer Jura liegen die Faltungssenken im Rückland. Es kann aber auch die Vorlandssenke des einen Gebirges zugleich die Rücklandssenke des anderen sein, wie z. B. die Poebene, welche zugleich Vorland des Apennin und Rückland der Alpen ist. Ebenso ist das schweizer Alpenvorland, die einzige Faltungssenke, welche von zwei Faltungsabfällen begrenzt wird, zugleich Rückland des Kettenjura. Endlich sind die Senken, welche sich zwischen divergierenden Faltungszonen entwickeln, Rückländer der einen und Vorländer der anderen.

Die Vorlandssenken der großen polygenetischen Faltungsgebirge sind überschüttet mit den Trümmern der letzteren und bilden im allgemeinen sanfte Abdachungen vor ihnen. Auf diesen Abdachungen rinnen die Abflüsse der Gebirge quer über das Vorland hinweg bis zu dessen dem Gebirge gegenüberliegenden Rande, wo sie von einem Randflusse gesammelt werden. Ein solcher ist nördlich der Alpen die Donau, nördlich der Pyrenäen die Garonne, südlich vom Himalaya der Dschamuna-Ganges. Nur dort, wo eine Vorlandssenke zugleich die Rücklandssenke eines mächtigeren Gebirges ist, wie z. B. die Poebene, entwickelt sich eine mediane Stammader.

Die Vorlandssenken an der Vorderseite der großen Faltungsgebirge erstrecken sich vielfach zwischen diesem und den vorgelagerten Schollenlandschaften als bequeme Passagen zwischen Gebirgsländern hindurch. Seltener enden sie sackförmig, dort, wo verschiedene Gebirge sich wirbelförmig anordnen (Poebene). Gleiches geschieht regelmäßig mit den Vorländern solcher Faltungszonen, welche zu einem polygenetischen Faltungsgebirge zusammenwachsen (Senken zwischen den columbianischen Anden). In solchen sackförmigen Faltungssenken trifft man meist auf be-

deutende median fließende Stammflüsse. Alle Faltungssenken sind der Schauplatz für die Entwickelung sehr mächtiger Senkenformationen.

Neben den Senken vor dem Faltungsabfalle von Gebirgen gibt es auch solche auf der Austönungszone derselben, welche auf der anderen Seite durch Brüche begrenzt werden, wie z. B. die Saônesenke, oder, wie es scheint, auch auf die Austönungszone anderer Faltungsgebirge übergreifen. Möglicherweise gehören hierher die Hochlandssenken von Kleinasien und Persien, wahrscheinlich die Südafrikas.

Lediglich auf vulkanische Regionen beschränkt sind die Umschüttungssenken, welche sich hie und da, z. B. zwischen Vulkanreihen finden, wie z. B. die seenreichen Senken des Hochlandes von Mexiko, sowie jene zwischen den Vulkanreihen von Ecuador. In ihnen treten als Senkenformationen namentlich Ablagerungen vulkanischer Auswürflinge auf, zu denen sich manchmal Lavadecken gesellen.

3. Schlußbemerkungen und Geschichtliches.

Alles Land kann entweder zu den Gebirgen oder zu den Senken gerechnet werden, welche die beiden Hauptkategorieen von Oberflächenformen bilden, und dabei in mannigfachster Weise sich gegensätzlich verhalten. Herrschen die Gebirge in Bezug auf den Grad der Erhebung, so walten in Bezug auf Flächenentwickelung die Senken weit vor ihnen vor, ihnen gehört der größte Teil des Landes an. Scharf, meist deutlich abgesetzt, heben sich die Gebirge hervor, unsicher und vielfach unbestimmt verlaufen die Grenzen der Senken, und wie jene häufig Wasserteiler sind, so sind sie auch Grenzen für einzelne Gebiete biologischer Entwickelung, welche in der Regel mit den Senken zusammenfallen. Es kann hier nicht die große Bedeutung der Senken für die Lebewelt des Landes auseinandergesetzt werden, und auch nicht der Einfluß untersucht werden, den sie durch die Mannigfaltigkeit ihrer Gestaltung auf dieselbe nehmen. Es genügt, um ihre Bedeutung zu erfassen, darauf hinzuweisen, daß um-

schlossene Senken in der Regel isolierte Entwickelungszentren darstellen, während in den offenen sich die Einwirkungen sehr verschiedener Entwickelungen vereinigen, und die Zwischensenken die Kanäle sind, durch welche Wanderungen aller Art erfolgten. Wie lebhaft der Verlauf der Senken das Geschick ganzer Völker beeinflußte, das hat, um nur ein Beispiel zu bringen, v. Richthofen[1]) für Zentralasien glänzend gezeigt, und immer und immer wieder kommt er dabei auf die Bedeutung der dsungarischen Zwischensenke zurück.

Die Bedeutung der Senken als der Hauptschauplatz des organischen Lebens auf dem Lande spiegelt sich in der Physiognomie, welche ihnen ihr Pflanzenkleid aufdrückt. Wesentlich kommt dabei in Betracht, ob sie meridional oder äquatorial verlaufen, ob sie in Bezug auf die Kontinente radiär oder peripherisch angeordnet sind. Man denke an die Mannigfaltigkeit der Bodenbekleidung in der Mississippisenke, welche sich aus dem Bereiche immergrüner in das der gewöhnlichen Laubhölzer erstreckt, so dass sich beide, die in Europa durch den Alpenzug so entschieden getrennt sind, hier in einer breiten Uebergangszone mischen. Dem halte man die große Einheitlichkeit des Pflanzenkleides in der großen Amazonassenke gegenüber. Man betrachte ferner die großen radiär verlaufenden Senken des nordwestlichen Asiens, welche aus dem Waldgebiete in das der Steppen und Wüsten sich erstrecken, im Vergleiche mit der östlichen Senke Nordamerikas am Ostabfalle der Appalachien.

Der Begriff der Senken ist meist mit dem der Ebenen vermengt worden und unter den letzteren werden in den meisten Lehrbüchern die Senken aufgeführt. Von Landsenken sprach zuerst v. Sonklar[2]), er verstand darunter „ausgedehnte Depressionen im Tieflande, die mit dem Meere zwar verbunden, zu einem wohlgeordneten Flußsysteme jedoch nicht ausgebildet und mit umfassenden Sumpf- und Moorbildungen bedeckt sind“. Dasselbe Wort gebrauchte dann v. Richthofen[3]) zur Bezeichnung der „weiten Einsenkungen, welche teils die großen Gebirgsgruppen,

[1]) China. I. 1877.

[2]) Allgemeine Orographie. Wien 1873. S. 115.

[3]) Führer für Forschungsreisende. 1886. S. 638.

teils die Gebirge voneinander trennen", er also schuf den Begriff, der hier behandelt wurde, identifizierte jedoch im besonderen „die Becken der kontinentalen Gliederung" mit den „Senken"[1]).

Kapitel IX.

Die Höhlungen und Höhlen.

1. Erscheinungsweise.

Nur an vereinzelten Stellen erstreckt sich die Landoberfläche unter überhängende Gesteinsmassen, Höhlungen und Höhlen bildend. Die ersteren sind jene Räume, welche sich unter einem vorspringenden Gesteinsgesimse entlang ziehen, während man als Höhlen förmliche Einstülpungen, die sich unter einem beiderseits getragenen Dache befinden, versteht.

Die Höhlungen gehören zur Ornamentik der Felswände. Vielfach begleiten sie den Ausstrich wenig widerstandsfähiger Gesteine unter hervortretenden Bändern und erscheinen als bloße Einschnürungen in den Wänden; manchmal aber besitzen sie auch eine ebene Bodenfläche, welche von Felsvorsprüngen überragt wird. Derartige Stellen dienten primitiven Völkern als Wohnstätten und bergen häufig zahlreiche prähistorische Funde. Sie erhielten in Frankreich den bezeichnenden Namen Abri.

Sehr mannigfaltig sind die Höhlen gestaltet. Oft handelt es sich nur um bloße Nischen, welche sich ein kurzes Stück weit in den Felsen drängen; im Jura nennt man dieselben Balmen, vielfach werden sie auch als Grotten bezeichnet. Nicht selten liegen auch bloße erweiterte Gesteinsfugen vor, so daß die Wandungen des Hohlraumes von Kluftflächen gebildet werden; das sind die Klufthöhlen. Vielfach endlich treten weit verzweigte Höhlengänge entgegen. Dieselben erstrecken sich meist ungefähr in der Horizontalen, sich vielfach verästelnd, in

[1]) Ebenda S. 275 und Sachregister S. 742.

den Berg, und münden an einer steilen Felswand, oft aber auch senken sie sich schlotartig auf horizontaler Fläche in die Tiefe. Horizontalgänge und Schlote sind häufig miteinander verknüpft. Große Höhlen zerfallen in mehrere übereinander befindliche Stockwerke von Gängen, welche durch senkrechte Verbindungsschächte miteinander zu einem wahren Höhlennetze verbunden sind. Sehr wechselvoll sind Breite und Höhe dieser Gänge. Hier zu einer schmalen Fuge sich verschmälernd, erweitern sie sich dort zu weiten Hallen und bilden hohe, domähnliche Gewölbe, an welchen häufig mehrere Gänge zusammenlaufen oder eine Aenderung in der Richtung der Höhle stattfindet. Zahlreiche Höhlen endigen blind im Gesteine, weswegen sie Blindhöhlen heißen; andere bilden langgedehnte tunnelähnliche Röhren, man kann sie als Durchgangshöhlen bezeichnen. Kurze Durchgangshöhlen gleichen der Oeffnung unter einem Brückenbogen; man bezeichnet ihr Dach als natürliche Brücke.

Sehr mannigfaltige, oft äußerst reizvolle Formen werden im Innern sehr vieler Höhlen angetroffen. Von den Decken senken sich Stalaktiten herab, bald in Form von Pfeilern und Säulen, bald als Vorhänge; vom Boden erheben sich Stalagmiten in ähnlichem Wechsel der Gestaltung. Meist, und zwar regelmässig in allen Kalkhöhlen, sind dies Sinterbildungen, und zu ihnen gesellen sich an den Wandungen Sinterterrassen und -Treppen. In den Eishöhlen werden diese Ornamente auch aus Eis zusammengesetzt; in den Lavahöhlen finden sich auch stalaktitenähnliche Zapfen aus Lava.

Zahlreiche Höhlen werden von Wasser durchströmt und sind große Quellgänge; andere tragen unzweideutige Spuren früherer Wasserthätigkeit an ihren Wandungen, welche sichtlich abgewaschen sind, und bergen an ihrem Boden Geröllager, werden aber nicht mehr durchströmt. Dies gilt von den meisten Höhlengängen; in den Grotten und gewöhnlichen Höhlungen fehlen indessen diese Wasserwirkungen sehr häufig.

Höhlungen und Höhlen halten sich naturgemäß in bescheidenen Grenzen. Jede überhängende Masse muß durch die Festigkeit ihres Materiales getragen werden. Dieselbe wächst mit der Größe der tragenden Fläche, das heißt jener Vertikalebene, welche die überhängende

Form von der fest aufruhenden Nachbarschaft trennt; andererseits aber wächst die zu tragende Last mit deren Volumen. Es nimmt die Tragkraft also mit zweiten, die Last aber mit dritten Potenzen zu. Es sind daher den Dimensionen der überhängenden Massen und sohin auch denen der unter ihnen befindlichen Höhlungen bestimmte Grenzen gezogen. Gleiches gilt von den Höhlendächern, welche gleichsam als überhängende, an mehrere Tragflächen geheftete Gesteinskörper gelten können, deren Maße entsprechend den größeren Tragflächen zwar bedeutender, als die anderer überhängender Vorsprünge werden, gleich denselben aber bestimmte, durch die Festigkeit des Gesteins bedingte Grenzen nicht überschreiten. Nun bildet das Gestein selten ungeteilte Massen, sondern ist meist klüftig, so daß die überhängenden Massen und Höhlendächer nicht mehr durch seine Festigkeit, sondern bloß durch die oft geringe Kohäsion längs seiner Fugen getragen werden. Es kann daher selten weit vorspringende Massen, eher aber natürliche Gewölbe bilden, welche ähnlich den künstlichen durch die Art der Ineinanderfügung der einzelnen Gewölbsteine und deren Reibung getragen werden. Richtung und Entwickelung der Gesteinsklüftung sind daher äußerst wichtig für das Auftreten von Höhlungen.

Es liegen noch keinerlei Versuche vor, diese Grenzen, bis zu welchen Felsen überhängen und Höhlendächer sich spannen können, zu berechnen. In der Natur zeigt sich, daß Felsen im allgemeinen nur wenige Dekameter überhängen und daß die Spannweite der größten domförmigen Höhlengewölbe 100 m nicht erreicht.

Das Auftreten der Höhlen ist auf eine unbedeutende Schicht der Erdkruste beschränkt. Sie können nur innerhalb jener Oberflächenschicht auftreten, in welcher das Gestein nicht durch seine eigene Last zermalmt wird, wo also die Höhlenwandungen nicht durch den auf ihnen ausgeübten Druck des hangenden Gesteins ausgequetscht werden und mit ihrem Materiale die Höhle ausfüllen.

Die Mächtigkeit jener Oberflächenschicht wechselt natürlich mit der Festigkeit des Gesteins. Nach den Bd. I, S. 445 angegebenen Werten schwankt sie zwischen 1000 und 3000 m. Nur innerhalb von Tiefen dieser Beträge können theoretisch genommen Höhlen

vorkommen; thatsächlich ist man bislang in keiner Höhle tiefer als 500 m unter Tag eingedrungen. Es müssen die Höhlen durchweg als Oberflächenphänomene der Erdkruste gelten und sie sind nichts anderes als Einstülpungen der Landoberfläche.

In klimatischer Hinsicht kann man drei Typen von Höhlen unterscheiden[1]: A. Nach oben geschlossene Gewölbe, welche die warme Bodentemperatur ihrer Umgebung annehmen, warme Höhlen. B. Nach oben geöffnete, unten geschlossene Gewölbe, in welchen die kalte Winterluft die Höhlenfeuchtigkeit in Gestalt von Eiszapfen und Eiskaskaden gefrieren macht, so daß sich hier ein natürlicher Eiskeller entwickelt, dies sind die Eishöhlen, welche sich auf die Länder beschränken, in denen die Wintertemperatur unter Null sinkt[2]. C. Die nach beiden Seiten geöffneten Durchgangshöhlen mit stark wechselnder Temperatur.

2. Entstehung.

Zahlreiche Uebergänge verknüpfen die einfachen Höhlungen mit den verwickeltsten Höhlengängen und die einzelnen Formen sind nie scharf voneinander zu sondern. In Bezug auf ihre Entstehung lassen sich jedoch mehrere scharf gesonderte Typen unterscheiden. Eine große Anzahl von Höhlungen und Balmen führt sich auf Untergrabung zurück, man kann sie daher als Untergrabungshöhlen bezeichnen. Die Untergrabung kann durch Wind, Gletscher, durch fließendes Wasser an dessen Prallstellen und Wirbeln sowie namentlich durch die Brandung der Binnenseen und des Meeres erfolgen. Letztere ist in dieser Hinsicht sehr wirksam; nicht nur unterminiert sie die Steilufer, sondern bricht hier vielfach weichere Gesteine aus härteren heraus, an Stelle der ersteren Nischen, ja ganze Höhlen schaffend, überdies erweitert sie Klüfte und Fugen zu größeren Oeffnungen. Ist das von der Brandung benagte Kliff schmal, dermaßen, daß die Brandung an Küstenvorsprüngen oder Inseln eine Kluft oder eine Partie wenig widerstandsfähiges Gestein von zwei Seiten her auszuhöhlen vermag,

---

[1] Penck, Die Temperaturverhältnisse der Grotten von St. Canzian bei Triest. Meteor. Zeitschr. 1889. S. 161 (164).

[2] Vergl. die Zusammenstellung von Schwalbe, Ueber Eishöhlen und Eislöcher. Berlin 1886.

so kann sie Höhlendurchgänge schaffen, die häufig zur Oeffnung einer schmalen natürlichen Brücke zusammenschrumpfen. Derartige Erscheinungen sind an allen Kliffküsten sehr häufig; man kann hier von Kliffhöhlen sprechen (vergl. Bd. II, S. 470).

Die Wirkung der Untergrabung wird allenthalben begünstigt durch die Abbröckelung. Letztere verkleinert zwar die überhängenden Felsen, erweitert aber die Nischen und Höhlen und kann selbständig die Bildung von solchen dort bewirken, wo an steiler Felswand die Gesteinsbeschaffenheit die Ausbröckelung von isolierten Partieen begünstigt, wo namentlich auch, sei es durch die Steilheit der Gehänge, sei es durch die Wirkung der Winde, die Verwitterungsprodukte leicht entfernt werden können. Findet die Bildung solcher den Tafoni nahestehenden Verwitterungshöhlungen (vergl. Bd. I, S. 214) an sehr schmalen Graten statt, so können sie dieselben durchlöchern, wobei Fenster oder selbst natürliche Brücken, wie z. B. jene der sächsischen Schweiz, entstehen.

Die Entstehung mancher Höhlungen und Höhlen führt sich auf die Ablagerung von festem Gesteinsmaterial zurück, z. B. bei Bergstürzen, deren große Trümmer nicht selten hohl aufliegen, gelegentlich sich sogar als natürliche Brücken über eine schmale Schlucht legen (Deils Bridge auf Holborn Head bei Thurso, Nordschottland). Das sind die Trümmerhöhlen. Quellen setzen vielfach festes Gestein ab, welches nicht bloß Wannen, sondern oft auch überhängende Terrassen bildet (Bd. II, S. 57); es entstehen ganze Sinterbrücken und Sinterhöhlen, wenn sich an der Ausflußöffnung sehr ergiebiger Thermen Sinter abscheidet, welcher das abfließende Wasser wie ein Kanal einengt und allmählich quer über ein schmales Thal hinwegwachsen kann. Auf diesem Wege erklärt sich die Bildung natürlicher Brücken bei Clermont in der Auvergne[1]), in Umbrien[2]) und in den

---

[1]) Poullet Scrope, The Geology and extinct Volcanos of Central France. 2nd ed. 1858. p. 22.

[2]) Keller, Ueber eine natürliche Brücke in der italienischen Provinz Umbrien. P. M. 1881. S. 329.

chilenischen Anden [1]), ferner der Tropfsteinhöhlen in der Hölle unweit Zug [2]). Endlich aber überwölben Korallenstöcke bei ihrem Wachstum mit ihren festen Ausscheidungen den zwischen ihnen gelegenen Raum und verwandeln letzteren in eine Höhlung, welche recht verwickelt verlaufen kann. Wird ein solches Schirmriff trocken gelegt, so erscheint es von zahlreichen Höhlengängen durchsetzt, deren Dach nur relativ dünn ist und zeichnet sich in der Regel durch einen überhängenden Rand aus. Das sind die Schirmriffhöhlen. An dieser Stelle ist auch der überhängenden Schneewehen auf Gipfeln und Graten des Hochgebirges, der sogenannten Schneewächten zu gedenken.

Die verschiedensten Arten von Höhlen sind an Lavaergüsse geknüpft. Zähflüssige Ströme überwölben nicht selten kleine Hohlräume, namentlich auf unebenem Boden, dünnflüssige Ströme laufen aus dem Sacke abgekühlter steiniger Lava, in den sie sich gehüllt haben, heraus und hinterlassen denselben als horizontalen oder flach geneigten Höhlengang (Bd. II, S. 417) oder, indem er größtenteils einstürzt, als natürliche Brücke. Die aus der Lava entweichenden Gase blähen dieselbe zu Blasen und Kuppeln [3]), zu kleinen Eruptionskegeln (Hornitos) auf, welche Formen als hohle die Oberfläche der Lavaströme zieren, namentlich aber durchbohren die aus der feuchten Unterlage des Stromes entweichenden Gase denselben, und so entstehen die weit verbreiteten Schlote in den Strömen.

Zahlreiche kleinere Höhlen bilden sich bei beginnenden Massenbewegungen, indem Spalten und Fugen aufreißen. Sie bleiben so lange bestehen, als der abgerissene Gesteinskörper sich nicht weit aus seiner ursprünglichen Lage entfernt. Die meisten Klufthöhlen sind dieses Ursprungs

Bei weitem die meisten Höhlen aber danken ihre Entstehung der unterirdischen Wasserzirkulation in löslichen Gesteinen. Werden die Klüfte, längs welcher das

---

[1]) P. Güßfeldt, Reise in den Andes. 1880. S. 240, 352.

[2]) Vergl. A. Heim in „Quellwasser-Versorgung der Spinnerei a. d. Lorze", Baar. O. O. u. J.

[3]) Eine der vielen Höhlen dieser Art wurde jüngst beschrieben von F. Kraus als: Ein neuer Höhlentypus. P. M. 1892. S. 244.

Wasser hier einsickert, zu Schloten und Trichtern erweitert (Bd. I, S. 210), so werden auch jene Fugen, längs deren es sich in der Tiefe fortbewegt, durch die Lösung des Gesteins, gelegentlich auch durch Korrosion desselben zu ordentlichen Gängen ausgewaschen, welche sich überdies durch Abbröckelung ihrer Decke zu Domen und Kuppeln auszugestalten vermögen und große Höhen erlangen. Das sind die Erosionshöhlen, welche sich an Kalk und Gips knüpfen und namentlich auch im Gletschereise entwickeln. In solchen Höhlengängen findet eine äußerst unregelmäßige Wasserzirkulation statt. Stellenweise werden sie gelegentlich durch herbeigeführte Schlamm- oder Geröllmassen verstopft und das Wasser bahnt sich neue Wege, was wesentlich dadurch erleichtert wird, daß es sich im Innern der Gesteine nach dem Gesetze der kommunizierenden Röhren bewegen kann, also unter Umständen einen namhaften Anstieg zurückzulegen vermag. Je länger alle diese Vorgänge anhalten, ein desto verwickelteres Netz von Kanälen wird ausgewaschen, welche sich kreuzen und schneiden und oft stockwerkweise übereinander liegen. Wie durch Einbrüche solche Höhlengänge in Thäler verwandelt werden können, wie ihre Decke oftmals nur als natürliche Brücke bestehen bleibt, ist Bd. II, S. 282 schon besprochen worden.

Setzen die Gesteine den Pressungen seitens der Krustenbewegung ungleichen Widerstand entgegen, so kann es sich wohl ereignen, daß ein Gestein von seinen Nachbarn abgesprengt wird, so daß zwischen beiden ein leerer Raum entsteht. Solche leere Räume bilden sich auch hie und da zwischen den beiden Seiten einer Verwerfung sowie in dem in bereits existierenden Höhlen einbrechenden Materiale. Alle diese rings vom Gesteine umschlossenen Höhlungen mögen Kammern heißen; sie bilden nicht mehr Einstülpungen der Erdoberfläche, können aber dadurch zu solchen werden, daß ihre Wandungen teilweise einbrechen. Sehr zahlreich sind solche Kammern von allerdings sehr geringer Ausdehnung an den steilen Wänden mancher Kalkberge in den Alpen.

Können die verschiedensten Ursachen zur Höhlen-

bildung führen, so ist doch unverkennbar, daß sich manche Höhlentypen auf bestimmte zurückführen. Höhlungen und Grotten danken meist der Untergrabung und der Verwitterung ihre Entstehung. Kluft- und die ihnen ähnlichen Trümmerhöhlen führen sich auf beginnende oder vollendete Massentransporte zurück, alle Höhlengänge sind genetisch an fließende Bewegungen geknüpft, so die Sinter- und Lavastromhöhlen, so die Erosionshöhlen.

3. Verbreitung.

Die Ursachen, welche zur Bildung von Höhlungen führen, zeichnen manche Erdstriche besonders aus; gesellig ist daher das Auftreten der durch sie gebildeten Formen. Nackte, steile Wände festen Felsens sind die Vorbedingung für das Auftreten von Felsvorsprüngen und darunter gelegenen Höhlungen. Das Hochgebirge ist daher reich an solchen, so manche seiner Wände hängen etwas über und sind voller ausgebröckelter Nischen und geöffneter Kammern, seine Grate sind gelegentlich wie mit Fenstern durchbrochen (Thörl in der Kremsmauer, Oberösterreich; Martinsloch bei Elm, Schweiz); die Trümmer seiner Bergstürze decken Höhlungen und bilden natürliche Brücken. Dazu gesellt sich, falls Kalk gebirgsbildend auftritt, noch der ganze, diesem Gesteine eigentümliche Höhlenreichtum. Alle steil ins Meer oder gegen große Binnenseen abfallenden Küsten und Ufer, die Kliffküsten sind reich an den mannigfaltigsten Formen von überhängenden Felsen und Höhlungen; die Fingalshöhle auf Staffa und der 163 m lange Höhlendurchgang auf der Insel Torghatten [1]) an der norwegischen Westküste, Stellers Triumphbogen auf der Beringsinsel [2]) mögen aus den zahlreichen Bei-

[1]) H. Reusch, Torghatten og Kinnekloven. Nyt Magaz. f. Naturvidensk Kristiania. XXVI. 1881. p. 69. — H. Reusch, Träk af Havets Virkninger paa Norges Vestkyst. Ebenda. 1876. — Pettersen, Naturlige Tunnel- og Hule-dannelser in den Vest-Finmarkens kystströg. Geol. Fören. Förhandlingar. Stockholm. 1874 bis 1875. II. p. 506.

[2]) Stejneger, Eine Umseglung der Beringsinsel. Deutsche Geogr. Blätter. VIII. 1885. S. 224 (237).

spielen herausgegriffen sein. Ebenso begleiten überhängende Felsen und Höhlen sehr steilwandige Thalgehänge, namentlich in den Gebieten, wo die Thalgehänge nicht durch die Abspülung abgeböscht werden, also besonders in Trockengebieten. Der Grand Cañon des Colorado zeigt an seinen Wandungen einerseits riesige, 200 m hohe Nischen [1]), andererseits ordentliche Höhlen [2]), welche den Ureinwohnern als Wohnstätte dienten. Ueberdies besitzen die Felsen trockner Gebiete vielfach vom Winde ausgeblasene Hohlformen und untergrabene Böschungen, deren schon (Bd. I, S. 256) gedacht wurde.

In allen den eben erwähnten Gebieten ist das Auftreten von Höhlen und überhängenden Felsen unabhängig vom Gesteinscharakter; man kennt sie ebenso aus dem Gebiete des Urgebirges in Skandinavien, wie von den Basalten Staffas, wie endlich aus dem Bereiche der Kalk- und Sandsteine in den genannten Wüstenländern. Andere Höhlungen knüpfen sich lediglich an bestimmte Gesteinsarten. Dahin gehören alle die vulkanischen Höhlen. Weiters sind hier die zahlreichen Nischen und Höhlen anzuführen, welche leicht verwitterbare Sandsteine dann aufweisen, wenn sie in hohem Maße durchlässig für Wasser sind. Der Quadersandstein der sächsischen Schweiz zeichnet sich durch Löcher und Nischen von den kleinsten Dimensionen bis zu mehreren Metern Durchmesser aus und besitzt im Kuhstall und Prebischthor zwei größere natürliche Brücken [3]).

Das eigentliche Höhlengestein ist der Kalkstein. Allüberall, wo er in Masse auftritt und Wände bildet, sind dieselben ähnlich den Wänden des Sandsteins voller ausgebröckelter Nischen (vergl. Bd. I, S. 214) und, falls das Gestein stark disloziert worden ist, reich an geöffneten

---

[1]) Dutton, Tertiary History of the Grand Cañon District. 1882. p. 256.

[2]) Holmes, Report on the ancient Ruins in Southwestern Colorado. Hayden, Xth Ann. Rep. U.S. Geol. and Geogr. Survey. Washington 1878. p. 383.

[3]) Vergl. v. Gutbier, Geognostische Skizzen aus der sächsischen Schweiz. 1858.

Kammern. Ausgedehnte Bänke springen vor. Die Oberfläche zeigt das Karstphänomen, dessen einzelne Formen höhlenähnlich werden, nämlich die Karren, wenn sie sich nicht vollkommen senkrecht einsenken, sowie die Dolinen, wenn sie schlotähnlich werden. Das Innere der meisten Kalke wird von großen Höhlengängen durchsetzt, welche größtenteils in der oben auseinandergesetzten Weise gebildet worden sein dürften. Diese Höhlen spielen in der Hydrographie der Karstgebiete eine hervorragende Rolle. Als Durchgangshöhlen stellen sie die Verbindungskanäle zwischen zwei oberflächlich vorhandenen Wannen und namentlich zwischen blinden Thälern entgegen, man hat dann einen Höhleneingang, entsprechend den Katavothren und einen Höhlenausgang (Kephalaria)[1]. Solcher Art sind in Krain die Höhlen zwischen Adelsberg und Planina, welche die Poik durchströmt, so die von der Unz durchflossene Höhle zwischen Jakobowitz und Oberlaibach im Karste; auch die von der Reka durchflossene Höhle von St. Canzian ist hier zu nennen. Die Blindhöhlen hingegen, welche sich im Gesteine verästeln und schließlich in zahlreiche einzelne Klüfte auslaufen, stehen durch letztere wahrscheinlich mit oberflächlichen Dolinen in Zusammenhang und letztere spielen die Rolle von Sammeltrichtern für die Wasser der Höhle. Die Durchgangs- und Blindhöhlen der Karstgebiete entsprechen oberirdischen Thalsystemen, die ersteren den Durchbruchthälern, die letzteren den geschlossenen Stammthälern, und fungieren in derselben Weise wie die oberflächlichen Gegenstücke.

Gleich ihren oberirdischen Gegenstücken, den Thälern, erlangen Durchgangs- und Blindhöhlen sehr bedeutende Längsausdehnung; viele derselben sind schon mehrere Kilometer weit verfolgt worden, die größte dürfte die Mammuthöhle in Kentucky sein[2]), welche angeblich 220 km mißt. Bei dieser Länge spielen die zahlreichen Verzweigungen und Veränderungen, welche meist außer Gebrauch gesetzte

[1]) Forchhammer, Pogg. Ann. XXXVIII. 1836. S. 241.

[2]) H. C. Horvey, Encyclop. britann. 9th ed. XV. p. 449. — Guidebook of the Mammouth cave. 1888. — Steinhauser, Die Mammuthöhle. D. Rundsch. f. Geogr. u. Stat. X. 1888, S. 299; XI. 1889, S. 261.

Kanäle darstellen, eine große Rolle. Ihr Volumen wird dabei auf nur 0,009 cbkm veranschlagt, woraus sich für sie ein mittlerer Querschnitt von etwa 40 qm ergibt. Die Länge des Grottensystemes von Adelsberg beträgt 14,3 km[1]).

Neben den Auswaschungshöhlen aber dürften manche Kalke auch ursprüngliche Höhlungen bergen, und zwar jene Kalke, welche sich als aufgetauchte Schirmriffe darstellen. Wahrscheinlich sind die Höhlen Südaustraliens, südöstlich von Adelaide solche Schirmriffhöhlen. Der sie bergende Kalk ist ein Bryozoenkalk, welcher ganze Stöcke von Cellepora birgt. Das Höhlendach ist gelegentlich so dünn, daß die Wurzeln der Bäume dasselbe durchdringen, überdies fehlen in den meisten dieser Höhlen Anzeichen früherer Wasserbewegung[2]). Die Höhlen von Yucatan[3]), der Bahamas[4]) und Bermudas[5]) verdienen in dieser Richtung eine nähere Untersuchung.

Die großen Höhlen der Kalkgebiete sind in neuester Zeit vielfach näher untersucht worden. Schmidl[6]) erforschte eine namhafte Anzahl der Höhlen des Karstes, ihm folgte Putick[7]), nachdem bereits durch die Sektion Küstenland des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins eine eigene Grottenkommission gegründet worden war, welche sich hauptsächlich mit den Grotten von St. Canzian beschäftigte[8]). Schmidl[9]) auch beschrieb die Höhlen des Bihargebirges; die der Gegend von Brünn schilderte Križ[10]), jene der Rauhen Alb untersuchte Karl Endriss[11]). Ueber die

---

[1]) Ausgemessen auf der Karte von Martel. P. M. 1894. Taf. 2.

[2]) Woods, Geolog. Observat. in South Australia. 1862. p. 333, 354.

[3]) Angelo Heilprin, Geological Researches in Yucatan. Proc. Acad. Natur. Sciences. Philadelphia. 1891. p. 136.

[4]) Nilson, On the Geology of the Bahamas. Quart. Journ. Geolog. Soc. 1853. p. 205.

[5]) Krümmel, Reisebeschreibung der Plankton-Expedition. 1892. S. 88.

[6]) Zur Höhlenkunde des Karstes. Wien 1854.

[7]) Die unterirdischen Flußläufe von Innerkrain. Mitt. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. 1887. S. 277, 561. 1889. S. 57. 1890. S. 483.

[8]) Friedrich Müller, Die Grottenwelt von St. Canzian. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenver. 1890. S. 193.

[9]) Das Bihargebirge. Wien 1863. S. 29.

[10]) Die Höhlen in den mährischen Devonkalken und ihre Vorzeit. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien. XXXI. 1891. S. 443.

[11]) Zur Geologie der Höhlen des Schwäbischen Albgebirges. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. XLIV. 1892. S. 49.

fränkischen berichtete v. Gümbel[1]). Eine musterhafte Monographie der Hermannshöhle im Harze gab Kloos[2]). Quetelet[3]) beschrieb die großen Höhlen von Han-sur-Lesse in den Ardennen.

Um die Erschließung der Höhlen Frankreichs erwarb sich Martel[4]) größte Verdienste. Ueber die großen nordamerikanischen Höhlen berichtet Hovey[5]), einige Höhlen Brasiliens erforschte Lund[6]).

Neben dem Kalke birgt namentlich auch der Gips zahlreiche Höhlen. Von den Thüringer Vorkommnissen und ihren Beziehungen zu den Erdfällen entwarf bereits 1808 J. C. Freiesleben[7]) eine treffliche Schilderung. Hinsichtlich der Höhlen unter Gletschern sei auf Heims Gletscherkunde verwiesen und nur bemerkt, daß Russel[8]) auf dem Luciagletscher in Alaska einen Fluß bemerkte, der aus einer Höhle des Gletschers heraustrat und wieder in einer solchen verschwand.

Als auffällige Naturerscheinungen haben alle Arten von Höhlungen von jeher die Aufmerksamkeit erregt und es existieren ziemlich eingehende ältere Beschreibungen zahlreicher größerer Höhlengänge, so z. B. von Rosenmüller und Tilesius[9]), sowie Ritter[10]). Muncke[11]) berichtete über eine namhafte Zahl Höhlen unter steten Litteraturnachweisen. Systematische Versuche einer Klassifikation der Höhlen sind erst in neuerer Zeit unternommen worden und dieselben lehnen sich meist an die äußere Form der Gebilde an. So unterscheidet C. F. Naumann[12]) Spaltenhöhlen, Gewölbhöhlen und Schlauchhöhlen; J. E. Woods[13]) kennt Spaltenhöhlen, Strandhöhlen (Seabeachcaves), Katavothren (Ingresscaves)

---

[1]) Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern. IV. Kassel 1891. S. 479—502.

[2]) Die Hermannshöhle bei Rübeland im Harz. 1889.

[3]) Grotte de Han-sur-Lesse. 1823.

[4]) Les Cévennes. Paris 1890. — Les abîmes. Paris 1894.

[5]) Celebrated American Caverns. Cincinnati 1882. Vergl. Deckert, Globus. LXIII. 1888. S. 212, 228 und Fruhwirth, P. M. 1888. S. 203.

[6]) Om Huler i Kalksteen i det Indre af Brasilien. Vid. Selsk. phys. og math. Skrift. VI. Kopenhagen 1837. p. 207, 307.

[7]) Geognostischer Beitrag zur Kenntnis des Kupferschiefergebirges. Freiberg. II. 1808. S. 160.

[8]) An Expedition to Mount St. Elias. The National Geographic Magaz. Washington. III. 1891. p. 53 (106).

[9]) Beschreibung der merkwürdigsten Höhlen. Ein Beitrag zur physikalischen Beschreibung der Erde. Leipzig. I. 1799. II. 1805.

[10]) Beschreibung der größten und merkwürdigsten Höhlen. Hamburg 1801.

[11]) Höhlen. Gehlers Physikalisches Wörterbuch. V. 1. S. 398.

[12]) Lehrbuch der Geognosie. 2. Aufl. 1858. S. 353.

[13]) Geolog. Observ. in South Australia. p. 301.

und Kephalaria (Egresscaves). Eine eingehende morphographische Höhlencharakteristik entwarf Senft[1]), vier Arten Ganghöhlen und drei Typen Gewölbhöhlen unterscheidend. Außerdem stellte er eine genetische Höhleneinteilung auf, welche einige der hier angenommenen Höhlenarten ausscheidet. Rein morphographisch ist die von Desor[2]) vorgeschlagene Einteilung der Höhlen des schweizer Jura. Ausführlich behandelte Desnoyers die Höhlen nach Gestalt, Entstehung und Verbreitung[3]).

Ueber den Ursprung der Höhlen hat man anfangs unseres Jahrhunderts, wie die Darlegungen von Brongniart[4]) erkennen lassen, bereits Ansichten ähnlich den heutigen besessen. Als sich aber die Erhebungstheorie einbürgerte, wurde man geneigt, viele der früher als Erosionshöhlen gedeuteten Gebilde für Kammern, entstanden bei der Aufblätterung der Schichten des dislozierten Gebirges, zu halten (vergl. Bd. II, S. 276).

Viele neueren Darstellungen über Höhlen würdigen dieselben namentlich als prähistorische Fundstellen. Das gilt vom Werke von Boyd-Dawkins[5]), von einem Vortrage von Szombathy[6]) und einem Aufsatze von Fruwirth[7]). Dagegen rückt Martel[8]) die Morphographie der Höhlen in den Vordergrund eines soeben erschienenen großen Werkes, in welchem er die Früchte seiner eigenen ausgedehnten und erfolgreichen Höhlenforschungen mit den Ergebnissen anderer Forscher zur Darstellung bringt. Zahlreiche Profile und Karten sowie sehr reiche Litteraturnachweise sichern diesem Werke einen dauernden Platz in der Höhlenlitteratur. Eine Zeit lang diente ein allerdings sehr dürftiges Organ der Höhlenforschung[9]). Eigene Schriften gibt der schwäbische Höhlenverein heraus[10]).

---

[1]) Die Schöpfungen des Regenwassers in und auf der Erdrinde. Ausland 1869. S. 253, 331, 346.

[2]) Einige Worte über die verschiedenen Grundformen der Höhlen des Schweizer Jura. Verhdgn. Schweiz. Naturf. Gesellsch. 1872. Frauenfeld. S. 243. Vergl. auch Bull. Soc. d'hist. naturelle. Neuenburg. IX. 1871. p. 68.

[3]) Art. Grottes in d'Orbigny, Dictionnaire d'histoire naturelle. 2. Aufl. VI. 1868.

[4]) Cavernes. Dictionnaire des sciences naturelles. VII. Paris 1817. p. 298.

[5]) Cave-Hunting. Lond. 1875. Deutsch: Höhlenjagd. Leipzig 1876.

[6]) Die Höhlen und ihre Erforschung. Schrift. d. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntnisse. XXIII. 1882/83. p. 487.

[7]) Ueber Höhlen. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenver. 1883. S. 1. 1885. S. 108.

[8]) Les abîmes. Paris 1894.

[9]) Litteraturanzeiger des Vereins für Höhlenkunde. 1879/80 und Mitteilungen der Sektion für Höhlenkunde des Oesterr. Touristenklubs. Wien. I—VII. 1882/88.

[10]) Schriften des schwäbischen Höhlenvereins. Nr. 1. 1893.

III. Buch.

Das Meer.

Allgemeine morphologische Verhältnisse.

Durch die Wasserbedeckung sind die Formen des Meeresbodens der unmittelbaren Wahrnehmung entzogen und können erst durch umständliche Beobachtungen festgestellt werden, wie solche bisher nur für wenige Meeresteile in nötiger Zahl vorliegen. Eine allgemeine Charakteristik jener Formen ist daher nur in beschränktem Umfange möglich. Immerhin läßt sich aussprechen, daß solch ein anschaulicher Höhenwechsel, wie ihn die Landoberfläche besitzt, dem Meeresboden fehlt. Große Strecken sind sicher vollkommen eben. Daneben gibt es aber auch zweifellos Aufragungen, und zwar von einer Steilheit und einer Höhe, wie sie auf der Landoberfläche nicht angetroffen werden; man erhält den Eindruck, als ob am Meeresboden jene zahlreichen kleinen Hohlformen, welche für die Gliederung des Geländes so bezeichnend sind, fehlten und ersetzt sind durch einen namhaften Gegensatz in den hoch und tief gelegenen Massen. Dem Meeresboden fehlt ferner die Gleichsinnigkeit der Abdachungen, welche das Land aufweist. Er senkt sich nicht etwa nach irgend einer bestimmten Stelle hin, sondern zerfällt in zahlreiche isolierte Senken, die nicht miteinander

in Verbindung stehen. Diese Thatsache ist erst durch die neuere Tiefseeforschung erwiesen worden. An zahlreichen besonders tiefen Stellen befindet sich Wasser von einer Temperatur, wie sie sonst nur in beträchtlich geringerer Tiefe angetroffen wird. Das eiskalte Tiefenwasser kann nicht zu ihnen gelangen. Sie sind rings umwallt und ihr Wasser hat die Temperatur, welche auf der Höhe des Walles gemessen wird.

Dieser allgemeine Befund stimmt mit der Thatsache wohl überein, daß die den Meeresboden gestaltenden Kräfte bei weitem weniger mannigfaltig als die auf dem Lande arbeitenden sind. Ist letzteres vom Winde überweht, vom spülenden und strömenden Wasser benetzt, von Gletschern abgefeilt, so sind die Meeresräume von einer mächtigen Wassermasse erfüllt, welche nur in den oberen Schichten lebhafte Bewegungserscheinungen aufweist, in den unteren dagegen nahezu ruhig daliegt. Der Wellengang ihrer Oberfläche und die Schwankungen derselben infolge der Gezeiten, ja selbst ihre lebhafteren Strömungen verlaufen meist hoch über dem Meeresboden und werden für dessen Gestaltung nur dort maßgebend, wo letzterer bis zu ihnen aufsteigt, nämlich in der Flachsee und nahe den Küsten. Hier spielen in der That beträchtliche Massentransporte, welche ein bestimmtes Relief bedingen, während in den großen Tiefen ausschließlich eine Art der Massenbewegung stattfindet, nämlich die Sedimentation.

Ist die Landoberfläche größtenteils ein Zerstörungsgebiet, so herrscht am Meeresgrunde fast ausnahmslos Ablagerung. Alle die Massentransporte, welche auf dem Lande stattfinden, führen dem Meere Material zu. Der Wind weht auf letzteres den Staub der Wüste hinaus, Eisberge tragen Moränenschutt in die offene See und unablässig schleppen die Flüsse Gerölle, Schlamm und gelöste Stoffe herbei. Gewinnt die Landoberfläche unter dem Einflusse der Massentransporte ausgearbeitete Skulpturformen, so zeigt der Meeresgrund aufgeschüttete Akkumulationsformen, welche entsprechend ihrer Entstehung in ruhigem Wasser sehr einförmig sein müssen.

Wie allenthalben ist die Erdkruste auch am Meeresboden in Bewegungen begriffen. Denselben wirken in den großen Tiefen keinerlei Massentransporte entgegen, die von ihnen aufgebauten Formen bleiben hier unversehrt und dies läßt begreiflich erscheinen, daß neben den sanft welligen, aufgeschütteten Flächen des Meeresbodens steilwandige Stufen und Pfeiler vorkommen. Die Konkordanz zwischen Schicht und Oberfläche ist für den Grund des tieferen Meeres ebenso bezeichnend, wie die Diskordanz beider für die größten Teile der Landoberfläche. Neuland, unverletztes Schollen- und Faltenland, Vulkanland herrschen am Meeresboden, und nur dort, wo derselbe sich in geringem Abstande vom Meeresspiegel befindet, gesellen sich noch ausgearbeitete Formen hinzu. Hier auch, nahe der Grenze zwischen Festem und Flüssigem sind vielfach die charakteristischen Formen der Landoberfläche mit denen des Meeresbodens vergesellschaftet und dieses Zusammenvorkommen verleiht den Küsten einen besonderen Reichtum der Gestaltung.

Kapitel I.

Die im Meere wirkenden Kräfte.

1. Uebersicht.

Nur oberflächlich rasch und in großer Intensität erfolgend werden die mannigfachen Bewegungen innerhalb des Meerwassers bloß maßgebend für die Ausgestaltung des flacheren Meeresgrundes und der Küsten. Dies gilt zunächst von der Wellenbewegung, welche streng genommen zwar das Wasser bis zu seinem Grunde erfaßt, aber nur bis in geringe Tiefen wirklich kräftig ist und welche nur dort Massenumlagerungen zu bewirken vermag, wo sie auf einen Widerstand stößt. Die Küsten sind der Schauplatz ihrer größten Wirkung, der Brandung, deren Thätigkeit durch die verschiedensten Strömungen wesentlich gefördert wird. Auch die Gezeiten-

bewegung setzt sich bis zum Meeresgrunde fort, aber kräftig ist auch sie nur in geringeren Tiefen, wo die von ihr verursachten Strömungen namhafte Verfrachtungen auszuführen vermögen; dieselben sind dort besonders stark, wo den Strömungen bestimmte Bahnen vorgeschrieben sind, also an den Küsten. Hier auch treffen sich die vom fließenden Wasser auf der Landoberfläche bewirkten Massentransporte mit den im Meere erfolgenden und die Flußmündungen sind der Schauplatz besonders verwickelter Vorgänge. Ueber den vierten Teil der Meeresoberfläche zwar sich verbreitend, wird ferner das Meereis doch im allgemeinen nur für die Küsten und küstennahen Strecken gestaltend thätig, und hier ist es auch, wo die Sedimentation durch Organismen, durch den Riffbau, besondere Formen schafft.

Alle im Meere von statten gehenden Massentransporte erreichen also an den Küsten ihre größte Wirkung. Aber der Verlauf derselben ist kein stabiler. Zahlreiche Ursachen bewirken Verschiebungen der Küstenlinie und damit aller der Vorgänge, welche an letzterer ihre höchste Entfaltung aufweisen.

2. Die Brandung.

a) Der Brandungsvorgang.

Die Wellenbewegung [1]) des Meeres ist bekanntlich nur eine scheinbare. Bereits Lionardo da Vinci verglich dieselbe mit dem Wogen eines Getreidefeldes. Die Wasserteilchen schreiten gleich den Aehren mit den Wellen nicht fort, sondern oszillieren lediglich hin und her, eine Kreisbahn in der Zeit beschreibend, welche die Welle braucht, um ihre eigene Länge zu durchlaufen. Diese Zeit ist die Periode der Welle; die Kreisbahn der Wasserteilchen heißt Orbitalbahn, ihr Durchmesser ist gleich der Wellenhöhe. Dort, wo irgend ein festes

[1]) Vgl. Krümmel in Boguslawski und Krümmel, Handbuch der Ozeanographie. II. Stuttgart 1887. S. 1—153

Hindernis die orbitale Bewegung stört, entsteht die Brandung. Letztere tritt daher vornehmlich an den Küsten auf, sie erscheint aber auch am Rande von Untiefen, da sich die Orbitalbewegung der Wasserteilchen bis in namhafte Tiefen, wenn auch mit sehr abgeschwächter Geschwindigkeit fortsetzt.

Je nach der Art des Hindernisses kann die kreisende Bewegung der Wasserteilchen bei der Wellenbewegung in verschiedener Weise in eine lineare übergeführt werden. Eine senkrecht aus dem von Wellen bewegten Wasser aufsteigende Wand, wie z. B. eine steile Küste, hemmt die Zurücklegung der horizontalen Komponenten der Orbitalbahn, so daß die Wasserteilchen nur auf- und abschwanken, dabei gegen die Wand bald drückend, bald an derselben saugend. Bei ruhigem Seegang vollzieht sich dies in ganz regelmäßiger Weise, bei stark bewegter See schlagen die Wogen heftig an das Hindernis an und es schießen an ihm Wassergarben bis zu namhafter Höhe empor. Das ist die Klippenbrandung. Ein sanft ansteigendes Hindernis, wie eine Flachküste, beeinflußt die vertikale Komponente der Orbitalbahn; letztere verliert ihre Kreisgestalt, sie wird zunächst elliptisch und endlich rein linear, so dass die Wasserteilchen in der Horizontalen hin- und herschwanken. Die gegen eine flache Küste laufenden Wellen verlangsamen ihre Bewegung; sie drängen sich zusammen und ihre Länge mindert sich in dem Maße als die Wassertiefe abnimmt. Zugleich aber wächst die Wellenhöhe und damit die Orbitalgeschwindigkeit; letztere erreicht ihren größten Wert, wenn die Wassertiefe gleich der Wellenhöhe geworden ist. Sie ist dann aus theoretischen Gründen gleich oder nahezu gleich der halben Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen. In diesem Augenblicke genügt die im Wellenthale befindliche Wassermenge gerade noch, um den nächsten Wellenberg aufzubauen. Wird die Wassertiefe nun geringer, so fehlt das Wasser, um den herannahenden Wellenberg zu bilden. Derselbe entwickelt sich daher asymmetrisch, er fällt nach der Küste steiler ab als seewärts, und gegen dieselbe fortschreitend,

wird er endlich überhängend. Er schlägt über, wobei seine einzelnen Teilchen mit der eben erwähnten Geschwindigkeit vorwärts schießen. Dieses schäumende Ueberschlagen der Wellen ist die gemeine Strandbrandung.

Die mechanische Wirkung der Brandung beruht auf dem Stoße, den die auf das Ufer aufschlagenden Wellen verursachen. Die Größe dieses Stoßes wächst mit dem Kubus der Wellenhöhe.

Es erhellt dies aus folgender Betrachtung. Die in einem Wellenberge über den mittleren Wasserspiegel erhobene Wassermasse M ist abhängig von der Höhe des Wellenberges h und der Wellenlänge λ, sie kann für die Längeneinheit eines Wellenkammes gleich $k \lambda h$ gesetzt werden, worin k einen konstanten Faktor bezeichnet. Die Orbitalgeschwindigkeit der Wasserteilchen ist gleich der Länge der Orbitalbahn ($h \pi$) dividiert durch die Periode (τ) der Welle und es ergibt sich danach für die Stoßkraft der Welle

$$\frac{M v^2}{2} = k \,.\, \lambda h \,.\, \frac{h^2 \pi^2}{2 \tau^2}.$$

Der Quotient $\frac{\lambda}{\tau^2}$ ist aber gleich der Beschleunigung der Schwere (g) dividiert durch 2π, es ergibt sich danach

$$\frac{M v^2}{2} = \frac{k \,.\, g \pi}{4} \cdot h^3,$$

in welchem Ausdrucke $\frac{k g \pi}{4}$ eine konstante Größe bezeichnet. Diese Größe für die Stoßkraft der Wellen gilt auch für Wellen auf seichtem Wasser mit der Tiefe p, deren Orbitalgeschwindigkeit

$$v = \frac{h}{2} \sqrt{\frac{g}{p}}$$

und deren Länge sich ergibt zu

$$\lambda = 2 \pi p.$$

Die Wellenhöhe selbst ist bedingt durch die Stärke des die Wellenbewegung verursachenden Windes; sie ist bei Sturm nahezu gleich der halben Windgeschwindigkeit, sonst aber weit geringer[1]). Nun ist die Windgeschwindigkeit auf offener See stärker als auf dem

[1]) G. Schott, Wissenschaftliche Ergebnisse einer Forschungsreise zur See. E. H. 109. P. M. 1893. S. 89. Vergl. auch Richthofen-Festschrift. Berlin 1893. S. 257.

Lande oder auf Küstengewässern; die ozeanischen Küsten sind dementsprechend einer viel heftigeren Brandung unterworfen, wie die Küsten von Binnenmeeren. Weiter hängt die Wellenhöhe von der Größe des Wasserspiegels ab, und zwar namentlich von dem Durchmesser desselben in der Richtung, aus welcher der Wind weht. Nach Thomas Stevenson ist für kleine Gewässer die Wellenhöhe proportional der Quadratwurzel aus deren Durchmesser[1]; sobald die Wellenhöhe 0,8 m überschreitet gilt die Formel

$$h = \frac{1}{3}\sqrt{d} + 0{,}8 - \frac{1}{4}\sqrt[4]{d},$$

worin h die Wellenhöhe in Metern, d der Durchmesser des Gewässers in Kilometern bedeutet, wie sich durch entsprechende Umgestaltung einer von Stevenson für englisches Maß hergeleiteten Formel ergibt. An Küsten, gegen welche der Wind regelmäßig weht, ist die Wirkung der Brandung daher viel bedeutenderer als an den Luvküsten, über welche der Wind seewärts weht. In offenen Buchten entfaltet sich die Brandung nur dann mit voller Macht, wenn der Wind in die Bucht direkt hineinweht, in schmalen gewundenen Meeresteilen ist ihre Wirkung unbedeutend und sie wird minimal an kleinen Wasserflächen, also an der Mehrzahl der Binnenseen.

Mittlere Maße der ozeanischen Wellen sind von Pâris[2]) bestimmt worden. Die Wellenhöhe schwankt auf den Ozeanen durchschnittlich zwischen 2 m und 5 m, sie sinkt gelegentlich auf 0 m herab und erhebt sich im Bereiche der herrschenden Westwinde südlich des Kontinentalblocks bis auf den höchsten Wert von 11,5 m. Schott hält Wellen von 15 m Höhe schon für ganz außerordentliche. Die Periode der Wellen schwankt im Durchschnitte zwischen 5,8 und 9,5 Sekunden und die Orbitalgeschwindigkeit bewegt sich daher zwischen 1,1 und

[1]) Observations on the Relation between the Height of the Waves and their Distance from the Windward Shore. New Edinburgh Phil. Journ. LIII. 1852. p. 358.

[2]) Revue maritime et coloniale. XXXI. Paris 1871. p. 111—127. Krümmel a. a. O. S. 43, 49.

2,3 m. Nach Schott steigert sie sich bis auf über 4 m. Bei der Wellenbewegung bewegen sich die Wasserteilchen der Ozeane mit der mittleren Geschwindigkeit größerer Ströme hin und her. Nimmt man an, daß die an die Küsten brandenden ozeanischen Wellen die mittleren Dimensionen der inmitten der Ozeane beobachteten haben, so hat man sich die ozeanischen Gestade ständig von Wasser überspült zu denken, welchem in der Masseneinheit dieselbe lebendige Kraft innewohnt, wie dem Wasser großer Ströme und welches gleich denselben Geröll, Sand und Schlamm zu bewegen vermag. Dabei ist die Stoßkraft der einzelnen Wellen und entsprechend der Brandung, welche mit dem Kubus der Wellenhöhe wächst, für einzelne Meeresteile verschieden, sie erhebt sich in den Meeren höherer südlicher Breiten auf den 22fachen Betrag des zu erwartenden mittleren kleinsten Wertes.

In folgender Tabelle sind zu den von Pâris beobachteten mittleren Werten der Wellenhöhe und Wellenperiode einzelner Teile des Ozeanes die zugehörigen mittleren Orbitalgeschwindigkeiten und relativen Stoßkräfte gesellt:

	Mittlere Wellenhöhe	Periode	Orbitalgeschwindigkeit	Stoßkraft der Wellen
	m	Sek.	m	
Atlantisches Passatgebiet . .	1,9	5,8	1,0	1,0
Indisches Passatgebiet . . .	2,8	7,6	1,1	3,8
Westpazifisches Meer . . .	3,1	8,2	1,2	4,1
Ostchinesisches Meer . . .	3,2	6,9	1,4	4,9
Westwindgebiet d. Südatlantik	4,3	9,5	1,4	12,2
Westwindgebiet d. südl. Indik	5,3	7,6	2,2	22,2

Es handelt sich in vorstehender Tabelle ausschließlich um mittlere Werte, dieselben werden aber bei weitem übertroffen durch die Extreme. Wellen mit Höhen von 10 m werden nicht selten selbst an Küsten wahrgenommen, ihre Stoßkraft ist mindestens 125mal stärker als jene der mittleren Wellen im atlantischen Passatgebiete.

An den Küsten ist die Kraft der Wellen im allgemeinen größer als auf freiem Ozeane, denn im Durchschnitte steigt alles Land schräge aus dem Meere auf, so daß sich an seinem Ufer die oben erwähnten Ver-

änderungen in der Wellenbewegung vollziehen, nämlich die Steigerung von Höhe und Orbitalgeschwindigkeit der Wogen. Es ist dies verursacht dadurch, daß mit Annäherung von der offenen See an die Küste die Höhe der von der Wellenbewegung ergriffenen Wassersäule abnimmt, so daß sich deren lebendige Kraft auf immer dünnere Lagen konzentriert[1]), bis endlich die Tiefe des Wassers nicht mehr die Herausbildung vollständiger Wellen zuläßt. Dann, wenn die Tiefe des Wassers gleich der Wellenhöhe ist und die gewöhnliche Brandung eintritt, haben die auf die Küste laufenden Wellen ihre größte Höhe und größte Orbitalgeschwindigkeit, also ihre größte Kraft.

Setzt man ihre Orbitalgeschwindigkeit gleich der halben Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen, so wird die Größe der ersteren ausgedrückt durch

$$v = \frac{1}{2}\sqrt{gh},$$

wenn g die Beschleunigung der Schwere, h die Höhe der Wogen, bezw. die Tiefe des Wassers ist. Danach steigert sich die Orbitalgeschwindigkeit eines brandenden mittleren Seeganges von 1,6 m Höhe auf fast 2 m, einer brandenden Dünung von 4 m Wellenhöhe auf 3 m, es erlangen die im Mittel 7,7 m hohen Wellen einer hohen See eine Orbitalgeschwindigkeit von 4,2 m und die Wogen von 11 m Höhe, welche bei Ijmuiden an der holländischen Küste beobachtet wurden[2]), müssen eine Orbitalgeschwindigkeit von 5 m besessen haben. Kein Wunder daher, wenn dieselben einen Block von 60 Tonnen Gewicht bewegten und daß auch sonst Beispiele von einem Transporte riesiger Blöcke durch die Brandung berichtet werden. So wurde bei Cette ein Block von 70 cbm mit einem Gewichte von 150 t durch die Brandung verschleppt[3]), und am Wellenbrecher zu Wick in Nordschottland ein Monolith von 8, 13,7 und 3,3 m Kantenlänge und 800 t Gewicht[4]). Blöcke von 7 t Gewicht wurden mehrfach an der Küste der Shetlands aufwärts bewegt[5]). Ein von Th. Stevenson konstruierter Wellendynamometer verzeichnete an der Westküste Großbritanniens einen

[1]) Vergl. de Tessan, citiert bei Delesse, Lithologie du fond des mers. p. 108.

[2]) W. Vervey, Waterstaatkundige beschrijving van Nederland (2. Teil der Waterbouwkunde von Henket, Schols und Telders). Haag 1890. p. 244.

[3]) Franzius und Sonne, Wasserbau. (Handbuch der Ingenieurwissenschaften. III.) S. 702.

[4]) Krümmel a. a. O. S. 100.

[5]) Th. Stevenson, On the destructive Effects of the Waves

Druck von über 30000 kg auf den Quadratmeter, während im Bereiche der Nordsee nur ein höchster Druck von 15000 kg, im Bereiche der Ostsee ein solcher von 10000 kg auf die gleiche Fläche beobachtet wurde[1]).

Jede Küste ist der Stoßkraft der Brandung ausgesetzt, aber die letztere kann sehr verschiedene Wirkungen je nach der Natur der Küste entfalten. Da die lebendige Kraft in jeder Masseneinheit des brandenden Wassers, wie eben dargethan, am größten dort ist, wo die Wassertiefe gleich der Wogenhöhe ist, so sind die steil abfallenden Küsten, auf welche große Wogen unmittelbar anschlagen können, anders gearteten Angriffen durch die Brandung ausgesetzt, als sanft ansteigende Küsten, an welchen die Wogen branden, ehe sie die eigentliche Uferlinie erreichen.

b) Die Brandung an Felsküsten.

An allen steil abfallenden, daher meist felsigen Küsten schlägt die Brandung unmittelbar auf das über dem mittleren Wasserspiegel gelegene Ufer, sie preßt die Wasserteilchen in die Fugen des Gesteins mit Gewalt hinein und bricht die dadurch gelockerten Partieen aus. Dadurch wird der Küstenabfall dicht über dem Meeresspiegel untergraben. Dies hat alle die Erscheinungen zur Folge, welche sich sonst an die Untergrabung von Gehängen knüpfen, es kommt zu Abbruch-, Ausgleitungs- oder Abrutschvorgängen; die absinkenden Massen geraten in das Bereich der Brandung, von welcher sie, da ihr Gefüge bereits gelockert ist, alsbald vollständig zertrümmert werden. So arbeitet die Brandung wie eine horizontale Säge und der Abbruch des über ihr befindlichen Küstenabfalles bildet steile Wände, die man Kliffe nennt.

Die Größe der Untergrabung seitens der Brandung ist in erster Linie abhängig von deren Intensität, also proportional der dritten Potenz der Höhe der Brandungs-

---

on the N.E. Shores of Shetland. Proc. R. Soc. Edinburgh. IV. 1856—58. p. 200.

[1]) Franzius und Sonne, Wasserbau. S. 702. Nach Th. Stevenson, The Design and Construction of Harbours.

wellen. Regional, in Gebieten häufiger strenger Kälte wird sie noch dadurch gesteigert, daß das in die Gesteinsfugen eingepreßte Wasser beim starken Gefrieren seine Umgebung auseinandersprengt, wie denn auch in solchen Gebieten die Benetzung der Küste mit dem bei der Brandung zerstäubten Wasser die Absprengung feiner Staubpartikel zur Folge hat. Sonst schreitet die Untergrabung des Küstenabfalles durch die Brandung ungleichmäßig wegen des verschiedenen Widerstandes des Ufergesteines fort. Leicht brüchige Gesteine werden rascher untergraben als sehr feste; wo sie mitten in letzteren auftreten, werden sie aus denselben herausgearbeitet, am Orte ihres Auftretens entstehen Nischen, ja ganze Höhlen (vergl. Bd. II, S. 451). In letzteren wird beim Eindringen der Wogen die Luft zusammengepreßt, wodurch auf alle Teile der Höhlenwandung ein lebhafter Druck ausgeübt wird. Dies trägt wesentlich zur Erweiterung der Höhle bei, gelegentlich findet die zusammengepreßte Luft einen Ausweg nach oben, es entsteht ein Blasloch (blowhole)[1], durch welches mancherorts auch Brandungsstrahlen aufschießen, wie z. B. bei den Bufaderos[2] auf den kanarischen Inseln. In allen Korallenriffen sind die Braslöcher häufig. Auf Tongatabu haben die durch ein solches aufschießenden Wassergarben ringsum einen Bau von Kalktuffschüsseln errichtet, welche genau den entsprechend entstandenen Bildungen in der Nähe von Geysir gleichen[3]. Setzen leicht brüchige Gesteinspartieen, wie z. B. Gänge von säulenförmig abgesondertem Basalt, Schwärme von Verwerfungsspalten oder eine bröckelige Schicht quer durch einen Küstenvorsprung, so ereignet es sich wohl, daß in denselben von zwei Seiten her Höhlen hinein-

---

[1]) J. E. Woods, Geological Observations in South Australia. 1862. p. 170.

[2]) Calderon, Études de physique géologique. Bull. Soc. géol. de France. (3). XV. 1887. p. 36. Vergl. auch S. Günther, Geophysikalische Betrachtungen über das Stauungsphänomen und über Naturfontänen. Natur und Offenbarung. XXV. 1889. S. 11.

[3]) J. J. Lister, Notes on the Geology of the Tonga-Islands. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XLVII. 1891. p. 590.

getrieben werden, welche sich zu einem Klifftunnel vereinigen. Umgekehrt werden besonders widerstandsfähige Gesteine meist von ihrer minder festen Umgebung befreit und in Vorsprünge umgestaltet. Gelegentlich hängen dieselben nur durch den Bogen einer natürlichen Brücke, der Kliffbrücke, mit dem übrigen Küstenabfall zusammen; meist aber sind sie von demselben durch die Brandung bereits losgelöst. Dann ragen sie als isolierte, nach unten sich oft verjüngende, weil hier durch die Wogen am meisten angegriffene Kliffpfeiler gleich dem „Old Man of Hoy“ [1]), gleich dem Fasnetfelsen [2]) an der irischen Küste bei Cork aus 70 m tiefem Wasser auf, bis auch sie einbrechen, um nur als niedrige Klippen noch lange von den Wogen umtost zu werden.

Die Mannigfaltigkeit aller dieser durch die Brandung gebildeten Kliffformen ist eine ganz außerordentliche; sie ist im wesentlichen bedingt durch die Gesteinsbeschaffenheit der Küste. Horizontal gelagerte Schichten von Kalk oder Sandstein, wie solche an der Küste der Normandie oder des nördlichen Schottland auftreten, haben im allgemeinen sehr steile, oft überhängende Wände, die Küstenhöhlen folgen den meist senkrechten Gesteinsfugen, isolierte, hohe Pfeiler kommen vor, oft als Widerlager natürlicher Brücken. Die Orkneys und Shetlands bergen zahlreiche geradezu bizarre Formen dieser Art. Schrägklüftige Urgebirgsarten haben in der Regel minder steile Böschungen, sie sind reich an natürlichen Höhlen, welche sowohl längs der heutigen als auch längs früherer Küstenlinien die norwegische Küste auszeichnen [3]), der Tunnel

---

[1]) Arch. Geikie, The Old Man of Hoy. Geolog. Mag. (2). V. 1878. p. 49.

[2]) Abgebildet bei Kinahan, Denudation and the Form of Ground. Geolog. Mag. IV. 1867. p. 89.

[3]) K. Pettersen, Naturlige Tunnel- og Hule-dannelser in den Vest-Finmarkens Kystströg. Geolog. Fören. Förh. Stockholm. II. 1874/75. p. 506. — H. Reusch, Træk af Havets Virkninger paa Norges Vestkyst. Nyt Magazin f. Naturv. Kristiania. 1876. — Torghatten og Kinnekloven. Ebenda XXVI. 1881. p. 69. — Einiges über die Wirkungen des Meeres auf die Westküste Norwegens. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1879. S. 244.

durch die Insel „Torghatten“ ist eine bekannte Erscheinung dieser Art, welche gleich der 69 m langen Dolsteinhöhle über der gegenwärtigen Küstenlinie, längs eines alten Strandes gelegen ist. Der Wechsel von vertikal säulenförmig abgesonderten Basaltdecken und horizontal abgesonderten Basaltgängen bedingt auf den Färöer äußerst auffällige Felsküstenformen; regelmäßig folgen Höhlen den Gängen [1]. Dort, wo die Brandung rutschende Schichten bloßlegt, ist die Küste von großartigen Abrissen begleitet, vor den abrutschenden Massen kommt es dabei gelegentlich zu Aufpressungen, welche an der Küste von Manabí den Meeresgrund 30 m hoch gehoben haben [2] und selbst am Schwarzen Meere zur Bildung kleiner Kücteninseln führten [3]. Andererseits rutschen auf dem Lande entstandene Schichten unter den Meeresspiegel und es kann dann, worauf V. Ball aufmerksam machte, den Anschein erwecken, als lägen wirkliche Senkungserscheinungen vor [4].

Feste Gesteine weniger als minder widerstandsfähige angreifend, vermag die Brandung doch keine nennenswerten ein- und ausspringende Winkel der Küstenlinie zu bilden, denn sobald ein sehr widerstandsfähiges Gestein aus seiner Umgebung herausgearbeitet ist, richtet sich auf den so entstandenen Küstenvorsprung vor allem die Kraft der Brandung, während dieselbe in den gebildeten einspringenden Winkeln sichtlich schwächer ist, und so kommt es denn, daß eine aus verschiedenen Gesteinen zusammengesetzte Küste unter dem Einflusse der Brandung in allen Teilen nahezu gleichviel zerstört wird.

Der von der Brandung stetig überspülte Fels erhält durch die Wogen meist eine bezeichnende Glättung. Unter

---

[1] A. Helland, Om Færörnes Geologi. Geographisk Tidskr. Kopenhagen. 1881. — James Geikie, On the Geology of the Færöe Islands. Trans. Edinb. R. Soc. 1882. XXX. p. 218 (263).

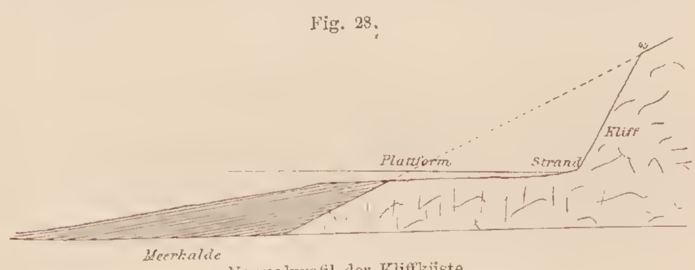
[2] Wolf, Ueber die Bodenbewegungen an der Küste von Manabi. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. XXIV. 1872. S. 51.

[3] J. G. Kohl, Reisen in Südrußland. II. S. 19.

[4] On some Effects produced by Landslips and Movements of Soilcap, and their Resemblance to Phenomena which are generally attributed to other Agencies. Proc. Roy. Soc. Dublin. IV. 1885. p. 1.

Umständen wird er eigentümlich genarbt und ausgestattet mit zahlreichen kleinen, tassen- oder napfähnlichen Löchern, die gelegentlich horizontalen Riesentöpfen gleichen. Der Kalk im Bereiche der Brandungszone wird karrenähnlich ausgewaschen und zwischen Klippen strudelt eine heftig bewegte See nicht selten ordentliche Riesentöpfe aus [1]). Das wesentliche aber ist, daß die Brandung allmählich im Küstenabfalle eine Kehle ausarbeitet, die Brandungskehle. Dieselbe besteht aus einer Böschung am Fuße des Kliffs, welche allmählich in eine

Fig. 28.



Normalprofil der Kliffküste.

nahezu ebene Plattform übergeht, die ihrerseits in den ursprünglichen Küstenabfall nach und nach umbiegt. Die erwähnte Böschung reicht nach oben so weit als sich die höchsten Wogen erstrecken, ihre untere Grenze liegt etwa in der Tiefe, in welcher die Wellenbewegung noch kräftig ist. Der Teil, welcher nur von den höchsten Wogen überspült wird, sonst aber, namentlich bei niedrigem Wasserstande trocken daliegt, heißt Strand, danach möge die Böschung als Strandböschung bezeichnet werden.

Auf die Strandböschung stürzen die durch die Brandung untergrabenen Kliffmassen herab, sie werden hier durch die Wogen hin- und hergeschleudert, wobei sie

[1]) Vergl. hierzu Reusch a. a. O. S. 471. — Puillon-Boblaye, An Account of the Tidal and other Zones observed on the Surface of the Limestone Rocks on the Shores of Greece. The Edinb. New Philos. Journ. 1831. p. 333. Journ. de géologie. 1831. Expédition scientifique de Morée. Géologie. Paris 1832.

selbst abgerundet werden und dem Wasser zugleich als Geschosse beim Angriffe des Kliffs dienen. Daher ist die Strandböschung die Zone lebhaftester Küstenzerstörung. Da nun bei hohem Wasserstande die Wogen viel höher hinaufreichen, als bei niederem, so spielt für die Höhe der Brandungsböschung neben der Wellenhöhe das Ausmaß regelmäßiger Wasserstandsänderungen eine große Rolle. Namentlich wird der Betrag der Gezeiten in dieser Hinsicht sehr maßgebend. Je größer der Unterschied zwischen Ebbe und Flut, desto höher die Strandböschung und desto namhafter die in derselben erfolgenden Zerstörungen; denn es wechselt dann regelmäßig die Wirkung der Atmosphärilien mit der der Wogen ab. Eine weitere Steigerung der Küstenzerstörung erfolgt dort, wo sich das Meer mit Küsteneis bedeckt, das durch die Gezeiten oder Stürme als ein Eisfuß am Strande hin- und hergeschoben wird (vergl. Bd. II, S. 515).

Die sprengende Wirkung des gefrierenden Seewassers, auf welche Thoulet[1]) hinwies, kommt für die Küstenzerstörung erst bei weit niedrigeren Temperaturen in Betracht, als die entsprechenden des süßen Wassers; denn sowohl das Gefrieren als auch die Ausdehnung des Meerwassereises finden erst bei Temperaturen von beträchtlich unter 0° statt.

Die intensive Wirkung der Brandung beschränkt sich auf die oberflächlichen Wasserschichten; denn mit der Tiefe nimmt die Orbitalgeschwindigkeit der Wasserteilchen und somit auch deren Stoßkraft in geometrischer Progression ab. Aber damit hören die Wogen keineswegs auf, die Küste zu zerstören, nur erfolgt dies viel langsamer als im Niveau des Wasserspiegels. An der britischen Küste können nach den Beobachtungen von Hunt[2]) die Wogen noch in 70 m Tiefe erodieren; weitere einschlägige Beobachtungen hat Cialdi[3]) zusammen-

---

[1]) Sur un mode d'érosion des roches par l'action combinée de la mer et de la gelée. C. R. CIII. 1886. p. 1193.

[2]) Researches on Ripple-marks and on Wave-action. Geolog. Mag. (3). VII. 1890. p. 520.

[3]) Cialdi, Sul moto ondoso del mare. 2. Aufl. Rom 1866. Cap. 3.

gestellt und nach Siau [1]) wirbeln die Wogen noch den Meeresgrund in Tiefen von 188 m auf.

Eine ungefähre Vorstellung von der Größe der Küstenzerstörung unter dem Meeresspiegel kann man erlangen, wenn man dieselbe proportional der Stoßkraft des von Wellen bewegten Wassers in verschiedenen Tiefen setzt. Folgende Tabelle gibt nach Bertin [2]) das Verhältnis der Orbitalgeschwindigkeiten in verschiedenen Tiefen für die auf offener See am häufigsten vorkommenden Wellen:

Wellen-			Relativzahlen der Orbitalgeschwindigkeiten in Tiefen von					
Länge	Geschwindigkeit	Periode	0 m	2 m	10 m	20 m	50 m	100 m
m	m	Sek.						
39	7,81	5	1	0,725	0,200	0,040	0,000	0,000
56	9,37	6	1	0,800	0,327	0,107	0,004	0,000
77	10,93	7	1	0,848	0,440	0,193	0,016	0,000
100	12,49	8	1	0,882	0,533	0,283	0,043	0,002
126	14,05	9	1	0,905	0,608	0,370	0,083	0,002
156	15,61	10	1	0,923	0,668	0,447	0,134	0,018

Hiernach ergibt sich die folgende Zusammenstellung des Verhältnisses der Stoßkräfte in der Masseneinheit der Wogen.

Wellen-			Relativwerte für die Stoßkräfte der Masseneinheit in Tiefen von					
Länge	Geschwindigkeit	Periode	0 m	2 m	10 m	20 m	50 m	100 m
m	m	Sek.						
39	7,81	5	1	0,526	0,040	0,002	0,0000	0,0000
56	9,37	6	1	0,640	0,107	0,011	0,0000	0,0000
77	10,93	7	1	0,719	0,194	0,037	0,0003	0,0000
100	12,49	8	1	0,778	0,284	0,080	0,0018	0,0000
126	14,05	9	1	0,819	0,370	0,137	0,0069	0,0000
156	15,61	10	1	0,852	0,446	0,200	0,0180	0,0003

Aus dieser Zusammenstellung wird ersichtlich, daß die Stoßkraft selbst der größten ozeanischen Wellen bereits in 20 m Tiefe nur $^1/_5$ der oberflächlichen beträgt und in 50 m Tiefe kaum 2 %

[1]) Annales de chimie et de physique. II. 1841. p. 118.
[2]) Vergl. Krümmel a. a. O. II. S. 12.

der letzteren ausmacht. Danach würde die Küstenzerstörung selbst durch die größten Wogen in 10 m Tiefe kaum halb so rasch fortschreiten, als an der Oberfläche und in 20 m Tiefe würde dieselbe nur 0,2mal so schnell wie in der eigentlichen Brandungszone von statten gehen. Hieraus wird ersichtlich, daß die Brandung wie eine Säge wirkt, deren Breite von der Intensität der Wellenbewegung abhängig ist. Eine 10—20 m unter dem Wasserspiegel gelegene sich seewärts sanft senkende, dann plötzlich steil abbrechende Fläche, eine Plattform, ist das Werk der Brandung.

Die durch die Brandung vom Küstenabfalle losgelösten Trümmer fallen bei jäh ansteigenden Küsten direkt an den submarinen Fuß des Steilabfalles, sich hier zu einer Schutthalde anhäufend. Ist es zur Entwickelung der Brandungsböschung gekommen, so werden die Trümmer in derselben als Strandgeröll eine Zeit lang hin- und hergeworfen, oft auch verschleppt, jedenfalls verkleinert, so daß sie schließlich trotz der geringen Orbitalgeschwindigkeit der tieferen Wasserteilchen über die Brandungsplattform hinweg rollen, um seewärts derselben aufgeschüttet zu werden. So entsteht unterhalb der Brandungsplattform die Meerhalde.

Von den drei an einer jeden durch die Brandung angegriffenen Felsküste vorkommenden Abschnitten sind die Kliffe samt der Brandungskehle meist deutlich zu sehen. Dagegen entzieht sich die Meerhalde häufig der Beobachtung. Sie kann dafür mit um so größerer Deutlichkeit an ehemaligen Küsten verfolgt werden. Das obermiocäne Gestade am Ostabfalle der Alpen gegen das Wiener Becken zeigt heute noch als eine deutliche Abstufung die Brandungskehle; als eine bis 1 km breite Terrasse zieht sich die Plattform entlang, an deren Gehänge ist in zahlreichen Steinbrüchen das Leithakonglomerat aufgeschlossen, das sich durch seine schräge Schichtung und reichen Fossilinhalt unzweifelhaft als Meerhalde zu erkennen gibt; über der Plattform deutet ein steiler Gehängeabfall das alte nunmehr stark verwischte Kliff an.

Die drei Abschnitte der durch die Brandung gebildeten Kliffküste stehen in wechselseitiger Beziehung. Je rascher die Brandung arbeitet, desto größer wird das Kliff, desto breiter die Plattform, desto ausgedehnter die Meerhalde und letztere kann, wie am miocänen Gestade der Gegend von Wien, bis an die untere Kante der Plattform heranwachsen, so daß letztere dann nur teilweise durch die Brandung erodiert und teilweise durch dieselbe

aufgeschüttet ist. Mit zunehmender Breite der Plattform entwickelt sich aber zwischen offenem Meere und der Küste ein Streifen seichten Wassers, auf welchem nur kleine Wellen entstehen können und über welchem die hinweglaufenden großen Wogen allmählich die kleineren Dimensionen annehmen, welche Flachwasserwellen zukommen. Dadurch mindert sich die Heftigkeit der Brandung und sohin die Ursache der Kliffbildung. Langanhaltende Wirkung lähmt der Brandung eigene Kraft, flacher und flacher wird die Strandböschung, es kann auf ihr nicht mehr Gerölle, sondern nur Sand bewegt werden und das Endstadium der Umbildung einer Felsküste durch die Brandung ist eine Geschiebeküste [1]).

Die Lähmung der Brandung ist natürlich kein Kraftverlust. Gezwungen, sich den kleineren Maßen der Seichtwasserwellen anzupassen, verteilen die auf die Plattform übertretenden ozeanischen Wogen über die gesamte Plattform die Kraft, welche sich beim ursprünglichen Steilabfalle lediglich an die Uferlinie knüpfte; während aber am Ufer die Kraft vornehmlich zerstörend wirkte, entfaltet sie im flacheren Wasser ihre Wirkung namentlich in Transporten.

c) Die Brandung an Geschiebeküsten.

Nur dort, wo die Küsten sehr steil abfallen, ist die Strandböschung ganz felsig; in der Regel ist letztere mit gröberem oder feinerem Gerölle überdeckt, welches als Spiel der Wogen von diesen hin- und hergeworfen wird und nicht unbeträchtliche Wanderungen ausführt. Der Ursprung dieses Strandgeschiebes ist teils im Kliff, teils in den an der Küste mündenden Flüssen zu suchen, seine Verschleppung wird wesentlich gefördert durch das hohe spezifische Gewicht des Meerwassers [2]). Kraft desselben ist die Stoßkraft des letzteren 1,027mal größer als die der gleichen Volumeinheit Flußwassers und überdies setzt

---

[1]) Die Linie, bis zu welcher die Brandung landeinwärts rücken kann, nannte Philippson neuerlich Abrasionsterminante der Küste. Richthofen-Festschrift. Berlin. 1893. S. 1 (18).

[2]) Cialdi, The Movement of the Sea, viewed in hydraulic

das Geschiebe dem Transporte einen geringeren Widerstand entgegen, weil es im Salzwasser relativ leichter als im Süßwasser ist. Zum Transporte gleich großer Gerölle sind im Meere 1,025mal kleinere Geschwindigkeiten nötig als in den Flüssen. Die allgemeine Formel für die Beziehung zwischen Wassergeschwindigkeit (v) und der Größe kugelförmiger Gerölle (mit dem Radius r) (vergl. Bd. I, S. 279) lautet für das Meer

$$v = 6{,}16\sqrt{r\varphi}$$

(φ Reibungskoeffizient).

In Bewegung wird das Geschiebe durch zweierlei Vorgänge gebracht. Ueber dem mittleren Wasserspiegel wird es von den landwärts überschlagenden Wogen so weit getrieben als kräftigere Wassermassen reichen. Letztere versiegen [1]) alsbald im Gerölle oder Sande des Strandes, während die mitgeführten Materialien liegen bleiben und an der Stelle, bis zu welcher die Wellen regelmäßig laufen, einen niedrigen Wall, den Strandwall, aufbauen. Andererseits werden unter dem mittleren Wasserspiegel kleinere Strandgeschiebe in die Orbitalbewegung einbezogen, sie werden von dem im Wellenthale seewärts und daher am Strande zugleich abwärts strömenden Wasser, dem Sog (undertow), erfaßt, steigen zum Wellenberge auf und werden dann in letzterem landwärts geschleudert. Nicht alles vom Sog erfaßte Material vermag bis zum Wellenberge aufzusteigen, ein Teil fällt zu Boden, wo es sich anhäuft. So entstehen an der Küste, an welcher Wellen von bestimmter Länge branden, parallel dem Strandwalle weitere Wälle, die man an der Ostsee Riffe [2]) oder Schaaren [3]) nennt, welch letztere Bezeichnung hier angenommen wird.

Relation to Ports and Shores. Min. Proc. Inst. Civ.-Eng. XLVII. 1876/77. p. 364.

[1]) A. R. Hunt, On the Action of Waves on Sea-Beaches and Sea-Bottoms. Sc. Proceed. R. Dublin Soc. IV. 1885. p. 241 (267).

[2]) G. Hagen, Handbuch der Wasserbaukunst. 3. Teil: Seeufer- und Hafenbau. I. Berlin 1863. S. 93.

[3]) C. Ackermann, Beiträge zur phys. Geographie der Ostsee. Hamburg 1883. S. 43.

Jeder Seegang hat ein bestimmtes System von Strandwällen und Schaaren, von welchen John Baldry Redman[1]) lehrreiche Abbildungen gibt. Verstärkt sich die Wellenbewegung, so zerstört sie die von ihr früher aufgebauten Wälle und rückt namentlich den Strandwall landwärts vor. Am weitesten ist in dieser Richtung der Strandwall des höchsten Seeganges bei höchstem Wasserstande gelegen. Dieser Wall ist relativ beständig, an ihn lehnen sich niedrigere, oft wechselnde Strandwälle kleineren Seeganges an. Das Material dieser niedrigeren Wälle ist meist feinkörniger als das des höchsten, denn die Stoßkraft der hohen See, welche den letzteren aufwarf, vermochte größere Gerölle zu bewegen als irgend eine weniger heftige Wellenbewegung. Daher liegt naturgemäß das gröbste Geschiebe auf dem höchsten Walle, was aber keineswegs damit zusammenhängt, daß, wie oft behauptet, große Gerölle von den Wogen leichter als kleine bewegt werden können. Vermag eine Steigerung des Seeganges früher gebildete Strandwälle zu zerstören, so überdauern umgekehrt die von heftiger Wellenbewegung aufgebauten Wälle ihre Ursache, indem sie nicht durch eine minder kräftige Brandung zerstört werden können. Ebenso wie das Bett eines geröllführenden Flusses im wesentlichen durch das Hochwasser ausgestaltet wird, so wird für die Gestaltung der Geschiebeküsten der hohe Seegang maßgebend[2]).

Wechselt auch mit der Stärke der Wellenbewegung die Beschaffenheit des Geschiebestrandes, so drückt doch die Brandung demselben eine bestimmte Böschung auf.

G. Hagen ließ in einem Troge kleine Wellen gegen eine Sandböschung von 300‰ Neigung branden, 300 Wellen warfen einen niedrigen Strandwall auf und erzeugten eine Brandungskehle, welche beiden Gebilde durch weitere 900 Wellen nicht beträchtlich vergrößert wurden. Ebenso erhielt Reynolds[4]) beim Ex-

---

[1]) The East Coast between the Thames and the Wash. Min. Proc. Inst. Civ.-Eng. XXIII. 1863/64. p. 186.

[2]) G. K. Gilbert, The topographic Features of Lake Shores. Vth Ann. Rep. U.-St. Geolog. Survey. 1883/84. p. 77, 89.

[3]) Seeufer- und Hafenbau. I. 1863. S. 91.

[4]) Report of the Committee appointed to investigate the Action of Waves and Currents on the Beds and Foreshores of

perimentieren mit Wellen bestimmter Länge bestimmte Böschungen von Sand, welche von der Zahl der Wellen nahezu unabhängig waren.

Die Größe der Strandböschung selbst wechselt bei den Geschiebeküsten mit dem Materiale. Sie kann sich auf 250 ‰ steigern; bei Kies beträgt sie durchschnittlich 100 ‰ [1]), bei Sandküsten, z. B. am Pas de Calais 10—20 ‰ [2]), am Golf du Lion nur 8,7 ‰ [3]). Die Größe des Strandgeschiebes ist sehr verschieden. An der Küste der Normandie liegen faust- bis kopfgroße Gerölle von Feuerstein; im allgemeinen herrscht sehr feiner Seesand, welcher durch die Wogen ungemein leicht bewegt werden kann. Letzteres geht aus folgenden Daten über den Sand- und Schlammgehalt des Seewassers an der holländischen Küste in der Nähe von Heijst bei ruhiger See hervor:

In 1 cbm Wasser:

an der Oberfläche bei Flut 109 g Sand, 1303 g Schlamm, zusammen 1412 g feste Bestandteile;
an der Oberfläche bei Ebbe 304 g Sand, 1094 g Schlamm, zusammen 1398 g feste Bestandteile;
1 m über dem Grunde bei Flut 1094 g Sand, 1861 g Schlamm, zusammen 2955 g feste Bestandteile;
1 m über dem Grunde bei Ebbe 1062 g Sand, 2980 g Schlamm, zusammen 4042 g feste Bestandteile.

Man hat also hier am Meeresgrunde bei ruhiger See 3—4 kg fester Bestandteile im Kubikmeter Wasser, während bei hoher See dieser Betrag 10—15mal größer ist [4]). Das ist so viel wie die Sedimentführung eines Gebirgsflusses bei Hochwasser (vergl. Bd. I, S. 304).

Estuaries by means of Working Models. Rep. Brit. Assoc. New Castle. 1889. p. 327. Leeds. 1890. p. 512.

[1]) W. W. Culcheth, Shingle on East Coasts of New-Zealand. Proc. R. Soc. Victoria. 1884. Min. Proc. Inst. Civ.-Eng. LXXVIII. 1883/84. p. 469.

[2]) A. Plocq, Des courants et de la marche des alluvions aux abords du détroit de Douvres etc. Ann. ponts et chauss. (4). 1863. I. p. 103.

[3]) Régy, Mémoire sur l'amélioration du littoral de la Méditerranée etc. Ebenda p. 209.

[4]) Vervey, Waterstaatkundige beschrijving van Nederland. 1890. p. 83.

Wo Wellen auf einen Strand laufen, geschieht dies meist senkrecht auf letzteren, so daß die Kämme der brandenden Wogen parallel der Uferlinie sind. Dies ist auch dort zu beobachten, wo die Wellenbewegung auf offener See schräge zur Küste gerichtet ist; denn da die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen sich proportional der Tiefe mindert, so wird der Teil einer schräge zur Küste verlaufenden Woge, welcher zuerst auf seichteres Wasser tritt, hier am meisten zurückgehalten. Der Wellenkamm krümmt sich so lange in der Richtung nach dem Ufer, bis einer seiner Schenkel demselben parallel geworden ist [1]). Ein von der Brandung ergriffenes Geschiebe würde hiernach nur senkrecht zur Küste hin- und herpendeln können, wenn die Wasserteilchen lediglich eine Orbitalbewegung besäßen. Aber der Wind, welcher die Wellen ins Dasein ruft, drückt dem Wasser in der Regel auch eine fortschreitende Bewegung auf. Diese wird, falls sie nicht von vornherein der Küste parallel ist, letzterer parallel, weil die gegen die Küste treibenden Wasser an derselben entlang fließen müssen, um den nachschiebenden Wassern Platz zu machen. So hat denn jedes Wasserteilchen sowohl eine Orbitalbewegung in einer Ebene senkrecht zur Küste, als auch eine fortschreitende Bewegung parallel zur Küste: demzufolge kehrt es nahe derselben bei seiner Orbitalbewegung nie wieder an denselben Ort zurück, es beschreibt keine Kreisbahn, sondern eine Spiralbahn. Die von der Brandung in die Orbitalbewegung einbezogenen festen Uferbestandteile folgen dem Wasser in dieser Bahn und werden längs der Küste verschleppt. Ebenso erhalten die von den überschlagenden Brandungswogen landwärts geschlenderten Strandgeschiebe einen Stoß schräge zur Küstenlinie, sie laufen schräge auf den Strand hinauf und, wenn sie nicht sofort zur Ruhe kommen, senkrecht an demselben wieder herab. Indem sich dies öfters wiederholt, beschreiben sie am Strande eine Zickzackbahn

---

[1]) Hagen, Seeufer- und Hafenbau. I. S. 21.

in der Richtung der Wasserbewegung. Es wandert das Strandgeschiebe an der Küste entlang.

Diese Wanderung ändert sich mit dem den Seegang verursachenden Winde und kann längs ein und derselben Küste zeitweilig in entgegengesetzten Richtungen erfolgen. Herrscht aber irgend eine Windrichtung vor, so erfolgt auch der Transport des Strandgeschiebes vornehmlich nach einer Richtung, und zwar vermögen ziemlich geringfügige Strömungen bereits eine namhafte Verschleppung zu bewirken. Denn durch die geschilderten Brandungsvorgänge werden bedeutende Massen des Strandgeschiebes im Wasser gleichsam schwebend erhalten, so daß sie durch eine leichte Bewegung desselben sofort verfrachtet werden. Gesteigert wird dieser Transport dort, wo sich zu den Windströmungen Gezeitenströmungen gesellen, wie solche an sehr vielen Küsten oft mit namhafter Heftigkeit auftreten. Die Wirkung derselben ist um so bedeutender, als sie meist in beträchtliche Tiefen herabreichen, aber der Umstand, daß ihre Richtung sich in kurzen Zeiträumen ändert, bewirkt, daß sie immer nur einen beschränkten Transport ausüben. Selbst die ziemlich langsamen Strömungen, welche die Becken der Nebenmeere dermaßen umkreisen, daß ein auf der nördlichen Halbkugel befindlicher Beobachter, welcher auf die See hinausblickt, das Wasser nach rechts treiben sieht, vermögen das durch die Brandung schwebend erhaltene Geschiebe zu bewegen, wie das Mittelmeer und die Ostsee lehren.

Dieser Transport des Strandgeschiebes beschränkt sich naturgemäß auf jene Zone, in welcher die Brandung den Meeresgrund noch namhaft aufzuwirbeln vermag, also in der Regel auf die Strandböschung. Je nach deren Gefälle ist es ein nur wenige Meter oder mehrere Hundert Meter breiter Streifen, welcher hier in steter Wanderung begriffen ist[1]). Die größten Geschiebe bewegen sich auch hier am langsamsten.

---

[1]) Vergl. hierzu: H. Keller, Studien über die Gestaltung der Sandküsten und die Anlage von Seehäfen im Sandgebiet. Zeitschr. f. Bauwesen. XXXI. 1881. S. 189 (196).

Admiral Spratt warf gelegentlich an der ägyptischen Küste fünf Sack Steinkohlenschlacken über Bord, vierzehn Tage später konnte er feststellen, daß die größten 1—1½ kg schweren Stücke 400 m weit, die etwa 0,4 kg schweren Stücke 700 m weit und die kleinsten, 15 g schweren 1400—1450 m weit gewandert waren[1]).

Die Geschwindigkeit des Wanderns richtet sich nach der der Strömungen und ist bei Sturm stets am größten, weil dann die Kraft der Brandung und die Schnelligkeit der Strömung ein Maximum erreichen. Ein Sturm verändert oft gänzlich die Konfiguration einer Küste. Die wandernden Quantitäten sind sehr erheblich. Bei Le Havre werden große Feuersteingerölle an die Strandbuhnen hinaufgetrieben, so daß man auf letztere von Westen über das Geschiebe leicht hinaufsteigen kann. Vor dem Hafenausgange von Ijmuiden wurden 1882—84 jährlich 68 900 cbm Sand gebaggert, entsprechend einer 3 m mächtigen Schicht[2]) und aus dem Hafen von Cette müssen jährlich 80—100 000 cbm Sand entfernt werden[3]), Marchal schätzt die Menge der Sinkstoffe, welche jährlich in der Bai von St. Michel angeschwemmt werden, auf 600 000 cbm[4]). Sehr weit erstreckt sich allerdings die Wanderung des Geschiebes nicht. Am besten ist in dieser Hinsicht die Südküste des englischen Kanales bekannt[5]). In den Buchten der Bretagne sieht man die Trümmer der benachbarten Kliffe[6]). An der Calvadosküste herrschen Jurakalke, weiter östlich Feuersteine der Kreide, welche bis Calais nachweisbar sind, nun folgen Sande, welche nicht aus großer Entfernung zu stammen

---

[1]) Vergl. Min. Proc. Inst. Civ.-Eng. XL. 1874/75. p. 88.

[2]) Verwey, Waterstaatkundige beschrijving van Nederland. 1890. p. 82.

[3]) Régy, Mémoire sur l'amélioration du littoral de la Méditerranée. Ann. ponts et chauss. (4). 1863. I. p. 209.

[4]) Mémoire sur la nature et l'origine des alluvions à l'embouchure des fleuves qui débouchent dans la Manche. Ann. ponts et chauss. (4). 1854. I. p. 187 (195).

[5]) A. Plocq, Des courants et de la marche des alluvions etc. Ann. ponts et chauss. (4). 1863. I. p. 103 (176).

[6]) Charles Barrois, Sur les plages soulevées de la côte occidentale du Finistère. Ann. Soc. géol. du Nord. IX. 1882. p. 239.

brauchen[1]). An der Calvadosküste ist ihre Abnutzung ebenso rasch wie ihr Entstehen[2]).

Das Wandern des Strandgeschiebes begünstigt dort, wo eine stete Fortführung von Material stattfindet, die zerstörende Wirkung der Brandung und an solchen Stellen erfolgt eine lebhafte Erosion der Küsten. Andererseits aber hemmt das Wandern des Strandgeschiebes die Küstenzerstörung, wenn es an bestimmten Stellen auf der Strandböschung angehäuft wird und das Land durch Aufschüttung eines Uferstreifens vergrößert. Die Erosion und Akkumulation des Strandgeschiebes knüpft sich naturgemäß an Stellen verschiedener Stärke der Küstenströmungen. Letztere sind an allen Vorsprüngen einer gezackten Küste schneller als in den einspringenden Winkeln. Hier kommt es zur Ablagerung, dort zu gesteigerter Erosion und die Folge ist eine Vereinfachung des Küstensaumes. Dort, wo die Küste in rechtem Winkel umbiegt, behält der Küstenstrom die bisher befolgte Richtung zufolge seines Beharrungsvermögens bei und schüttet in derselben das Strandgeschiebe in Form eines verhältnismäßig steilen Dammes im Meere auf, welcher Damm gleich einem Strandwalle bis über den Meeresspiegel anwachsen kann. Einen solchen wie die Putziger Nehrung an Eckpunkte der Küsten geknüpften Damm nennt man Haken[3]). Haken erstrecken sich nicht selten zwischen der Küste und einer vorgelagerten Insel und machen diese landfest. Die Chesilbank an der Südküste Englands ist hierfür ein Beispiel, über welches eine reiche Litteratur existiert[4]). An Küsten mit unregelmäßiger Geschiebewanderung ziehen sich nicht selten

[1]) Delesse, Lithologie des mers de la France. Paris. p. 238.

[2]) Bouniceau, Études sur la navigation des rivières à marées. p. 48. Citiert bei Delesse a. a. O. p. 215.

[3]) Bornhöft, Der Greifswalder Bodden. S. 54. Beiträge zur Landeskunde von Vorpommern und Rügen. II. Jahresber. d. geogr. Gesellsch. Greifswald. 1885.

[4]) J. Prestwich, On the Origin of the Chesil Bank. Min. Proc. Inst. Civ.-Eng. XL. 1874/75. p. 60. Diese Arbeit enthält das Verzeichnis der einschlägigen Litteratur und gab zu einer sehr lebhaften, im Anhange veröffentlichten Diskussion Anlaß.

zwei Haken zu einer Insel, zwischen sich einen abgeschnürten Meeresarm einschließend, wie die beiden Haken, welche den Monte Argentario an der toskanischen Küste mit dem Festlande verbinden. Aehnliche Haken erstrecken sich zwischen Ceylon und Dekkan als Begrenzung der Palkstraße. Wächst ein Haken so lange fort, bis er einen einspringenden Winkel der Küste abschnürt, so wird er zu einer Nehrung; dieselbe sondert vom Meere einen Zipfel ab, welcher, falls genügende Verbindung mit dem Meere erhalten bleibt, mit Salzwasser erfüllt ist, das ist eine Lagune. Wird die Verbindung ungenügend, so wird er in feuchtem Klima ausgesüßt, es entsteht ein Haff, während er in trockenem Klima austrocknet und dann als Depressionsgebiet zu bezeichnen ist. Aller Wahrscheinlichkeit nach sind zahlreiche solcher Depressionen an der Westküste Nordafrikas und der Südküste Australiens vorhanden. Da das Wandern des Strandgeschiebes nur in geringer Meerestiefe stattfindet, so sind die abgeschnürten Lagunen oder Haffe durchwegs seicht, höchstens 10 m tief; gleiches ist von den entsprechenden Depressionen anzunehmen.

Allüberall dort, wo das Strandgeschiebe aus Sand besteht, wird dasselbe sofort, nachdem es von den Wogen ausgeworfen ist, eine Beute des Windes, welcher den nassen Sand rasch trocknet und verweht. An jeden sandigen Strand knüpft sich die Entwickelung von Küstendünen, welche meist aus dem Strandwalle hervorgehen und auf Haken oder Nehrungen sich entwickelnd, viel zur Festlegung derselben beitragen. (Vergl. Bd. II, S. 46.)

Die verschiedenen Arten von Küstenströmungen haben einen äußerst unregelmäßigen Verlauf. Von einer Hauptströmung zweigen sich nicht selten Gegenströmungen ab, welche Buchten umkreisen, so daß hier das Strandgeschiebe in entgegengesetzter Richtung wie sonst an der Küste verfrachtet wird. Manche Küstenströmungen tauchen unter und schleppen mit sich das Strandgeschiebe seewärts, es kommt zur Bildung submariner Haken und dort, wo Haupt- und Gegenströmung zusammentreffen, können unter Umständen zwei Haken einander entgegenwachsen,

welche dann miteinander zu einer V-förmigen Hakenschlinge (loop) verschmelzen, welche nach G. K. Gilbert an den Uferlinien des ehemaligen Bonnevillesees sehr häufig sind [1]). Zwischen zwei von der Küste sich abwendenden Strömungen kann ferner gelegentlich ein ausspringender Winkel von Anschwemmungen entstehen. Ein solches Gebilde ist die Küstenebene von Romney Marsh an der Südküste von England, welche seewärts durch Strandwälle begrenzt wird und streckenweise 3—4 m unter dem mittleren Niveau der Springfluten gelegen ist [2]).

Die Richtung der Küstenströmungen wird vielfach vom Verlaufe der Küstenlinie beeinflußt. Andererseits wirken die Strömungen auf das Gestade und so stehen beide in Wechselbeziehung zu einander. Küstenvorsprünge abfeilend, mindert die Hauptströmung die Entwickelung der Widerströmung und kann schließlich deren Wirkungen zerstören. Es wird daher an den Gestaden, an welchen ein lebhafter Geschiebetransport stattfindet, der Schauplatz von Aufbau und Zerstörung sich vielfach ändern: namentlich werden die seewärts aufgeschütteten Geschiebemassen nur selten wirklich dauernde Gebilde sein und immer nur zeitweilig das Bestreben der Strömungen, den Saum zu vereinfachen, unterbrechen. Jede Strömung im Meere aber wird infolge der Erdrotation abgelenkt und strebt danach, eine Kreisbahn zu beschreiben. Zwischen zwei Küstenvorsprüngen kann keine Strömung in gerader Linie verlaufen, sie wird je nach ihrer Richtung vom Lande ab- oder nach diesem hingedrängt. Im ersteren Falle entsteht in dem Raume zwischen Strömung und Küste ein Gegenstrom, welcher gleichfalls nach dem Lande drängt. Es sind daher immer zwischen Küstenvorsprüngen Strömungen vorhanden, welche landwärts drängen. Infolge dieser Thatsache erhalten die Nehrungen und schließlich die gesamte Küste zwischen zwei Vorsprüngen einen bogenförmig einwärts gekrümmten Ver-

---

[1]) Lake Bonneville. Monogr. U.-S. Geolog. Survey. I. 1890. p. 57.

[2]) Topley, The Geology of the Weald. Mem. Geolog. Survey Great Britain. 1875. p. 303.

lauf, so wie ein Strom, welcher zwischen zwei Durchbrüchen frei und ungehindert seinen Lauf nehmen kann. Umgekehrt werden die Küstenvorsprünge selbst durch die Strömung, welche sie umspült, zugerundet und sie erhalten einen nach auswärts gekrümmten Verlauf. Während die Brandung allein der Küste ein bestimmtes Profil, im Bereiche der Brandung konkav, weiter seewärts konvex erteilt, schafft die vereinte Wirkung von Brandung und Küstenströmungen einen bestimmten Normalverlauf der Küstenlinie, nämlich regelmäßige Krümmungen derselben, welche um so stärker entwickelt sind, je rascher die Strömungen sind und je höher die geographische Breite des Gestades ist. Das normale Profil und der normale Verlauf der Küstenlinie bieten den Wellen geringe Angriffspunkte, und bezeichnen demnach eine Fläche größten Widerstandes des Gestades. Brandung und Küstenströmung schaffen Küsten, an welchen ihre Arbeitsleistung auf der Längeneinheit ein Minimum wird.

Die Erreichung dieses Endzieles wird durch die Beschaffenheit der Küste mehr oder weniger begünstigt. Aus leicht zerstörbaren Gesteinen aufgebaute Vorsprünge werden rasch abgenutzt. Die aus losen Diluvial- und Tertiärschichten aufgebaute Küste Hinterpommerns ging in den letzten vierzig Jahren an den Kliffen von Hoff (westlich Kolberg) um 0,2 m, an denen von Jershöft (östlich Kolberg) um 0,5—1 m jährlich zurück[1]) und zeigt hier deutlich konvexen Verlauf. Die ebenso zusammengesetzte Küste von Norfolk, welche eine äußerst charakteristische Konvexität besitzt, weicht nach Reid[2]) in der Gegend von Cromer jährlich um rund 2 m zurück. Ueber das Maß der Küstenerosion hier wie auch sonst in England berichtet eine eigene Kommission[3]). An der

---

[1]) Paul Lehmann, Das Küstengebiet Hinterpommerns. Z. G. f. E. XIX. Berlin 1884. S. 332 (338, 361).

[2]) Vergl. A. C. Ramsay, Physical Geography and Geology of Great Britain. 5th ed. 1878. p. 484.

[3]) Report of the Committee appointed for the Purpose of Inquirung into the Rate of Erosion of the Sea-Coasts of England and

Kreideküste der Normandie wird, wie bereits de Lamblardie bemerkte, jährlich ein 0,3 m breiter Streifen, an der Calvadosküste ein solcher von mindestens 0,2 m Breite erodiert, auf der 338 km messenden Strecke zwischen der Mündung der Aure und Somme fallen jährlich 5424000 cbm Gestein der Küstenerosion zum Opfer [1]). Am raschesten erfolgt die Zerstörung von Sandküsten. Bei Zandvoort in Holland betrug der jährliche Landverlust 1843—1852 einen Streifen von 2,5 m Breite, bei einem einzigen Sturm am 26. September 1853 einen solchen von 6 m Breite; der gesamte Landverlust der 250 km langen holländischen Nordseeküste zwischen Cadzant und Ameland in historischer Zeit wird auf 1500 qkm geschätzt [2]), also auf einen mehr als 3 m breiten Streifen jährlich.

Gegenüber solch namhaftem Landverluste durch die Brandung an niedrigen, leicht zerstörbaren Küsten steht ein sehr geringer an widerstandsfähigen Küsten. An der von heftiger Brandung umtosten Küste von Norwegen hat sich vor der Eiszeit, wie eine Karte von Reusch [3]) zeigt, nur eine so unbedeutende Strandfläche entwickelt, welche so wenig auffällig ist, daß sie sich bis vor kurzem der Beobachtung entzog. An der gleichfalls starker Brandung ausgesetzten Küste Algiers schätzte ferner Th. Fischer den Betrag der Zerstörung auf nur 10 m in 12 Jahrhunderten, also auf 8 mm im Jahre [4]). Die Brandungskerbe, welche das Miocänmeer am Ostrande der Alpen eingeschnitten hat, ist gleichfalls sehr unbedeutend und bedingt nur eine leichte Terrassierung des Gebirgsabfalles.

Wales. Rep. Brit. Assoc. Aberdeen. 1885. p. 404; samt Litteraturverzeichnis von Whitaker. Ebend. Birmingham 1886. p. 847.

[1]) Marchal, Sur la nature et l'origine des alluvions etc. dans la Manche. Ann. ponts et chauss. (3). VII. 1863. p. 187 (200).

[2]) Hartogh Heys van Zouteveen in Allgemeene Statistiek van Nederland. Leiden 1870. I. p. 13.

[3]) H. Reusch, Strandfladen, et nyt troek i Norges geografi. Norges geol. under. Aarbog. 1892/93. p. 1.

[4]) Küstenstudien aus Nordafrika. P. M. 1887. S. 1 (9).

d) Geschichtliches.

Die Brandung ist seit langem als zerstörende Kraft bekannt und sie wurde in vielfältiger Weise zur Erklärung von Formen der Erdoberfläche herangezogen, wobei zeitig schon das Richtige getroffen wurde. Giraud-Soulavie[1]) sprach bereits 1781 aus, daß während die Flüsse die Thäler in der Vertikalen vertieften, das Meer in der Horizontalen arbeitete und die großen Abfälle (Escarpements) ausschnitt, welche den Lauf der Flüsse oft rechtwinklig kreuzen. Vorzügliche Schilderungen der Brandungsthätigkeit gab Henry de la Beche[2]), worauf A. C. Ramsay[3]) 1847 dieselbe zur Erklärung der ungeheuren Denudationen heranzog, welche die Landoberfläche erfahren hat, und ausführte, daß die Brandung ein Land einebene und aus demselben eine „Ebene der marinen Denudation" herausarbeite. v. Richthofen[4]) hob sodann hervor, daß zur Bildung einer Abrasionsfläche das vereinte Auftreten von Brandung und positiver Bewegung der Strandlinie nötig sei. Dagegen suchte bereits 1868 Archibald Geikie[5]) ziffermäßig zu zeigen, daß die marine Denudation durch Brandung im Vergleiche zur subaërilen sehr gering sei und W. T. Blanford[6]) machte darauf aufmerksam, daß die letztere der marinen entgegenarbeite, indem sie eine Menge von Flußgeschiebe liefere, das, ins Meer geführt, an den Küsten als Strandgeschiebe entlang wandere und jene vor der Brandung schütze. In der That muß die subaërile Denudation weit wirkungsvoller als die Abrasion durch die Brandung sein; denn sie geht flächenhaft, letztere linear vor sich. Sei d die jährliche Denudation eines Landes vom Areale G und dem Umfange U, sei der Betrag der linearen Küstenzerstörung k und h die mittlere Höhe der Kliffe, so sind die Beträge beider Zerstörungen gleich, wenn ist

$$G d = U . k . h.$$

Gegenwärtig ist nun das Produkt $G d$ im Jahre gleich 10 cbkm, der Küstenumfang der Festländer mißt 273 700 km, und wird die

---

[1]) Oeuvres complètes de M. le chevalier Hamilton. 1781. Notes et Commentaires par Giraud-Soulavie. Note XXV.

[2]) Researches in theoretical Geology. London 1834. — How to observe. 1835. — A Geological Manual. p. 70. — Report on Cornwall, Devon and West Somerset. London 1839. p. 435.

[3]) On the Physical Features of Cardiganshire. Rep. Brit. Ass. Oxford. 1847. Transact. p. 66. — The Physical Geology and Geography of Great Britain. 5th ed. London 1876. p. 496.

[4]) China. II. S. 776. — Führer f. Forschungsreisende. S. 361.

[5]) On Modern Denudation. Trans. geol. Soc. Glasgow. (1). III. 1868. p. 153.

[6]) Observations on the Geology and Zoology of Abyssinia. 1870. p. 157.

Höhe der Kliffe auf durchschnittlich 20 m angesetzt, womit sie bedeutend überschätzt ist, so ergibt sich, falls obige Gleichung stattfindet

$$k = 1{,}8 \text{ m.}$$

Eine derartige Küstenzerstörung wird nur in Ausnahmefällen im Bereiche loser Gesteine erreicht, bleibt aber hinter dem Mittel entschieden sehr weit zurück. Es muß hiernach bei den großen Festländern die Gesamtsumme der Zerstörung durch die Brandung kleiner sein als die der atmosphärischen Denudation; die Produkte der letzteren würden bei gleichmäßiger Verteilung über die Küsten um letztere einen stärkeren Gürtel bilden, als die Brandung im Durchschnitte entfernt, sie würden einen Schutzring des Landes gegen die Brandungsthätigkeit darstellen. Anders bei Inseln. Nach obiger Formel liefert das Rückschreiten der Kliffe (k) ebensoviel Material wie die Abtragung des Landes, wenn es gleich dem Produkte aus der Denudationskonstanten (d) und der halben Tiefe des Hinterlandes ($G:U$) dividiert durch die mittlere Kliffhöhe (h) ist. Die Tiefe des Hinterlandes ist nun sehr variabel und wenn die Größe derselben unter einem gewissen Maße bleibt, so werden die Landflächen rascher durch die Brandung als durch die oberflächliche Denudation abgetragen werden. Veranschlagt man das Rückschreiten der Kliffe auf 0,3 m jährlich und deren mittlere Höhe auf 20 m, so werden Inseln mit einer Tiefe des Hinterlandes von unter 150 km bei der dermaligen mittleren Intensität der Denudation rascher durch die Brandung als durch letztere eingeebnet werden. Je kleiner die Tiefe des Hinterlandes, desto rascher wird relativ die Brandungsthätigkeit, die sich also wesentlich dahin richtet, kleinere Landflächen zu zerstören, was Peschel [1]) andeutete.

Archibald Geikie äußerte zugleich auch, daß die „Ebenen mariner Denudation Ramsays jene Flächen darstellen, bis unter welche eine atmosphärische Denudation unmöglich wird", er stellte sie sohin als die Oberflächen von Festlandrümpfen dar. Später ist darauf hingewiesen worden, daß an den Stellen Mitteleuropas, wo die wichtigsten Denudationen stattgefunden haben, diese jeweils vor Eintritt einer Transgression des Meeres erfolgte und also subaërisch geschah [2]). Dies wiederholt sich ziemlich allgemein und es bietet die geologische Schichtfolge weit zahlreichere Beispiele für gänzliche Abtragungen durch oberflächliche Denudation als durch Brandungsthätigkeit.

Durch geraume Zeit ist man namentlich in England geneigt gewesen, die Oberflächengestaltung der Länder in erster Linie der Thätigkeit der See zuzuschreiben, wobei den Strömungen die Thalbildung, der Brandung die Stufenbildung zufallen sollte. Hierüber

---

[1]) Neue Probleme. 2. Aufl. 1876. S. 33.

[2]) Penck, Ueber die Denudation der Erdoberfläche. Schrift. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntnisse. Wien. XXVII. 1886/87. S. 431.

haben in den Jahren 1866 und 1867 eingehende Erörterungen stattgefunden. D. Mackintosh verteidigte zu wiederholten Malen die Ansicht, daß vor allem die See das Land ausgestaltet habe[1]). Ihm traten Beete-Jukes[2]) und Poulett Scrope[3]) entgegen, die Thalbildung durch Flüsse verfechtend; Topley[4]) und Whitaker[5]) stellten die Unterschiede zwischen Landstufen und Kliffen fest, welche Kinahan[6]) nicht gelten lassen wollte; in vorzüglicher Weise präzisierte, ähnlich wie früher schon J. Dana[7]), Maw[8]) die Verschiedenheit der subaërischen und marinen Erosion; Wynne[9]) endlich legte dar, daß die letztere nur in geringem Umfange für die Ausgestaltung der Küsten in Betracht kommt.

Sehr häufig ist auch die Braudung zur Erklärung von Meeresbuchten herangezogen worden, worauf bei Besprechung des gebuchteten Küstenverlaufes zurückgekommen wird.

Die Küstenzerstörung durch Brandung nannte v. Richthofen[10]) Abrasion, wogegen Thoulet[11]) damit eine Abnutzung durch Windwirkungen bezeichnete, während G. H. Kinahan[12]) gleich anderen britischen Autoren das Wort als gleichbedeutend mit Denudation gebraucht.

3. Die Gezeiten- und Meeresströmungen.

Für die Ausgestaltung sowohl der Küsten wie auch namentlich der flacheren Meeresgründe werden die Gezeiten sehr belangvoll. Sie bewirken, wie bereits an-

[1]) Geolog. Mag. III. 1866. p. 63, 155, 344, 381, 387. IV. 1867. p. 136, 571.

[2]) Ebenda III. 1866. p. 232, 331.

[3]) Ebenda III. 1866. p. 193, 241, 379.

[4]) Notes on the Physical Geography of East Yorkshire. Geolog. Mag. III. 1866. p. 435. Vergl. auch The Geology of the Weald. 1875.

[5]) On subaërial Denudation and on Cliffs and Escarpments of the Chalk and Lower Tertiary. Geolog. Mag. IV. 1867. p. 327, 447, 483.

[6]) On Cliffs and Escarpments. Geol. Mag. IV. 1867. p. 569.

[7]) Geology in Wilkes, United States Exploring Expedition 1838—1842. X. 1849. p. 531.

[8]) On Watersheds. Geolog. Mag. III. 1866. p. 344. — Notes on the comparative Structure of Surfaces produced by subaërial and marine Denudation. Ebenda p. 439.

[9]) On Denudation with Reference to the Configuration of the Ground. Geolog. Mag. IV. 1867. p. 3.

[10]) Führer f. Forschungsreisende. 1886. S. 361.

[11]) C. R. CIV. 1887. p. 381.

[12]) Valleys. p. 53.

gedeutet, ein unablässiges Auf- und Abschwanken der Brandung um den Betrag der Fluthöhe, und dadurch eine Vergrößerung des Strandes sowie eine erhöhte Zerstörung des Gestades. Vor allem aber beeinflussen sie die Gestalt des Meeresbodens durch die Strömungen, welche sie verursachen. Diese Strömungen sind um so schneller, je größer die Fluthöhe und je kleiner die Wassertiefe ist.

Die Gezeiten stellen bekanntlich eine Wellenbewegung in großem Maßstabe dar. Die Flut entspricht dem Wellenberge, die Ebbe dem Wellenthale, und wenn nach 6½ Stunden $\left(\frac{\tau}{2}\right)$ ein Flutscheitel in den Ort eines Ebbethales gelangt ist, so ist ein Wasservolumen M bewegt worden, proportional der Breite und Höhe h des Wellenberges. Die erstere ist dabei gleich der halben Wellenlänge l und das versetzte Volumen ist

$$M = \frac{l}{2} h k,$$

wenn k eine konstante Zahl ist. Diese Wassermasse ist in der Zeit $\left(\frac{\tau}{2}\right)$ von 6½ Stunden durch eine Strömung herbeigeführt, welche sich bis zum Meeresboden in der Tiefe p fortpflanzte und eine Geschwindigkeit v hatte. Man kann daher auch setzen

$$M = v p \frac{\tau}{2}$$

und dementsprechend

$$v = \frac{l}{\tau} \frac{h}{p} \cdot k.$$

$\frac{l}{\tau}$ ist aber die Fortpflanzungsgeschwindigkeit c der Flutwelle, und es kann nach Lagrange gesetzt werden

$$c = \sqrt{g p},$$

wenn g die Beschleunigung der Schwere bedeutet. Daraus ergibt sich

$$v = h \sqrt{\frac{g}{p}} \cdot k$$

und da $\sqrt{g} . k$ bei metrischem Maße nahezu gleich 2 zu setzen ist

$$v = 2 \frac{h}{\sqrt{p}}.$$

In einer Flachsee von 100 m Tiefe werden Fluthöhen von 2 m Höhe mit Strömungen von 0,4 m mittlerer Geschwindigkeit verbunden sein und die Geschwindigkeit von 0,2 m, bei welcher noch Schlammteilchen leicht verfrachtet werden können, wird noch in einem Meere von 400 m Tiefe angetroffen werden.

Wesentlich beeinflußt werden die Gezeitenströmungen durch den Verlauf der Küsten. In spitz zulaufenden Einbuchtungen wird die eindringende Flutwelle förmlich zusammengepreßt, sie gewinnt dabei bedeutend an Höhe. Im Hintergrunde von spitzen Buchten treten außergewöhnlich große Fluthöhen, in der Fundybai solche von über 20 m Höhe auf, was selbstverständlich die Zerstörung des angrenzenden Küstenabfalles sehr begünstigt. Verbreitert sich die Bucht nach innen zu, so finden in ihrer Mündung besonders heftige Strömungen statt; denn durch jene Mündung muß das gesamte, in der Bucht sich verbreitende Flutwasser ein- und während der Ebbe wieder ausströmen. Es entwickeln sich hier dieselben Erscheinungen, welche für die Verengerung eines Flußprofiles bezeichnend sind; die gesteigerte Strömung fegt ihr Bett aus und vertieft es. Es entstehen im engen Halse breiter Buchten Gezeitenkolke[1]); solche bilden sich ferner an Einschnürungen der Buchten sowie in allen Meeresstraßen, welche die Flutwelle durchmißt.

Sobald sich das Bett einer Gezeitenströmung verbreitert, mindert sich deren Geschwindigkeit, die mitgeschleppten Sinkstoffe fallen zu Boden und häufen sich in Form von Bänken an. Solche Gezeitenbänke finden sich vor dem halsähnlichen Eingang breiter Buchten, sie werden hier vom Ebbestrome abgelagert, welcher beim Uebertritt in das offene Meer sich verlangsamt und bilden eine Barre, welche die Einfahrt in die Bucht oft sehr erschwert. Die Barre vor dem Goldenen Thore der San Franciscobucht ist so entstanden. Meeresstraßen, welche von den Gezeitenströmungen durchquert werden, haben am Ein- und Ausgange derartige Gezeitenbarren.

---

[1]) O. Krümmel, Ueber Erosion durch Gezeitenströmungen. P. M. 1889. S. 129.

Die 18 m tiefe Straße, welche Madura von Java trennt, ist an ihren beiden Enden durch Barren von nur 2 m Tiefe abgesperrt.

Wo nicht bestimmte Uferlinien den Verlauf der Gezeitenströmungen vorzeigen, da bewegen sie sich in jenen Kreisbahnen, welche alle uferlosen Strömungen auf der Erdoberfläche infolge der Achsendrehung einschlagen. Es beschreiben die Gezeitenströmungen auf der Nordhemisphäre Kreisbahnen mit rechts gelegenem Zentrum. Durchmißt ein Flutstrom eine kurze Straße, so kolkt er wohl auch sein Bett beiderseits ein Stück weit in den angrenzenden Meeresboden aus und schafft eine halbmondförmig gekrümmte Rinne. Eine ebensolche nur entgegengesetzt gekrümmte furcht sich der Ebbestrom, welcher dieselbe Straße passiert, ein und so sieht man denn gelegentlich in einer kurzen Meeresstraße)(ähnliche Rinnen sich kreuzen. Davon hat die eine ihre Barre am Eingange, die andere am Ausgange der Straße.

Diese Gebilde sind namentlich an der Nordseeküste entwickelt, welcher der Zug der friesischen Inseln vorgelagert ist. Zwischen je zwei derselben befindet sich eine kurze Straße, das Gat. Dasselbe hat oft Tiefen von 16—20 m, welche im Meere erst 1,5—2 km weit von der Inselreihe angetroffen werden. Diese Tiefe setzt sich in je zwei)(förmig verwachsenen Schläuchen land- und seewärts fort, in letzterer Richtung enden sie in einer Barre, welche jeweils vor einem Gat durch das Ausbiegen der Isobathen bezeichnet wird. Diese Verhältnisse sind besonders klar am Vliestrom zwischen Ameland und Terschelling entwickelt.

Auf offener See laufen die Gezeitenströmungen gleichfalls in Kreisbahnen, welche jedoch im allgemeinen nicht festliegen und an ein und demselben Punkte werden in der Regel im Verlaufe von $12\frac{1}{2}$ Stunden alle Richtungen der Strichrose von Strömungen befolgt. Diese Strömungen werden zweifellos für die Ausgestaltung des Meeresbodens bedeutsam, da sie nicht bloß oberflächlich, sondern auch, wenngleich mit abgeschwächter Geschwindigkeit, am Grunde stattfinden. Da nun die mittlere Geschwindigkeit der Gezeitenströmungen bei weitem von der maximalen des Flut- oder Ebbestromes übertroffen

wird, so dürften selbst am Boden eines einige Hundert Meter tiefen Meeres Gezeitenströmungen fühlbar sein, welche Schlammteilchen verfrachten können. Die Gezeiten beeinflussen daher die Ablagerung von Sedimenten noch in weit größeren Tiefen als die Wellenbewegung [1]), sie spülen dieselben mutmaßlich an manchen Stellen zusammen, so daß örtlich besonders mächtige Sedimente angehäuft werden, während an anderen Stellen der Meeresboden förmlich ausgefegt wird. Auf diese Weise dürfte voraussichtlich eine sanfte Wellung des Meeresbodens selbst in Tiefen von einigen Hundert Metern und zwar auch im offenen Meere geschaffen werden, wo, wie Buchanan [2]) zeigte, Gezeitenströmungen nachweisbar sind. In seichteren Meeren, wo die Strömungen stärker sind, können entsprechend steilere Sedimentenanhäufungen, also Bänke, wahrscheinlich selbst Kolke entstehen.

Bei Springzeiten besonders große Geschwindigkeiten erreichend, sind die Gezeitenströmungen ein ausgezeichnetes Transportmittel für die sandigen und schlammigen Gebilde, welche den Meeresgrund bilden, sowie für alle Zerreibungsprodukte der Brandung. Die zerstörende Wirkung der letzteren wird dadurch wesentlich gesteigert, daß die von ihr gebildeten feinkörnigen Trümmer durch die Gezeitenströmungen ins Meer hinausgeführt werden. Andererseits wirken jene Strömungen der Brandung entgegen. Senkrecht zum Verlaufe gebuchteter Küsten gerichtet, spülen sie die Buchten und Straßen stetig aus, welche die Brandung im Vereine mit den Küstenströmungen zu schließen trachtet; sie erhalten als Spülströme einen gebuchteten Küstenverlauf, während die Brandung denselben glättet. Dabei setzt ihre Entstehung das Vorhandensein der gezähnten Küste voraus. Fehlt diese, so fehlen die Spülströme der Gezeiten; denselben fällt nur zu, die gezähnte Küste zu erhalten, sie können sie nicht schaffen.

---

[1]) Mellard Reade, Tidal Action as an Agent of geological Change. Philos. Mag. 1888. p. 338.

[2]) On oceanic Shoals discovered in the S. S. Dacia. Proc. R. Soc. Edinb. XIII. 1885/86. p. 428.

Welche Schlammmassen in seichtem Meere durch die Gezeitenströmungen aufgewirbelt werden, hat Hagen[1]) im Jadebusen in einem Wasser von 9,7 m Tiefe untersucht. Es zeigte sich, daß der Schlickgehalt nahe dem Grunde $^1/_5$ bis $^1/_3$ größer als an der Oberfläche ist und bei einströmender Flut größer als bei der Ebbe. Es bringt die Flut mehr Schlamm in den Jadebusen hinein, als die Ebbe entfernt, daher findet in den Winkeln desselben eine Verlandung statt.

Hagens Beobachtungen lauten wie folgt:

	Schlammgehalt in 1 cbm Wasser			
	Oberfläche		1,9 m über dem Grunde	
	cbcm[2])	g	cbcm	g
Niedrigwasser	140	149	160	160
1. Stunde Flut . . .	190	202	230	244
2. " " . . .	190	202	260	276
3. " " . . .	150	159	240	255
4. " " . . .	120	127	200	212
5. " " . . .	110	117	160	170
Hochwasser	100	106	130	138
1. Stunde Ebbe . . .	100	106	120	127
2. " " . . .	100	106	120	127
3. " " . . .	100	106	120	127
4. " " . . .	120	127	120	127
5. " " . . .	130	138	130	138
Mittel	129	139	166	176

Aehnlich wie die Gezeitenströmungen des offenen Meeres dürften auch die übrigen Strömungen die Ausgestaltung des Seegrundes beeinflussen. Die vom Winde erregten großen Meeresströmungen sind in den Ozeanen nur oberflächliche Erscheinungen, welche sich nicht in große Tiefen fortsetzen und schon trotz ihrer großen, durchschnittlich 0,5 m betragenden Geschwindigkeit für den Boden der Tiefsee belanglos bleiben; höchstens

[1]) Ueber die Flut- und Bodenverhältnisse des preußischen Jadegebietes. Monatsber. d. k. preuß. Akad. d. Wissensch. Berlin. 1856. S. 339.

[2]) Nach Hagen wiegen 0,0526 preuß. Kubikzoll (= 0,94 cbcm) Schlamm 1 g.

dadurch, daß sie die zu Boden fallenden oft nur mikroskopischen Schalen weithin verschleppen, beeinflussen sie die Verteilung der Sedimente. Sobald aber diese Strömungen auf flachere Meeresteile übertreten, werden sie deren Boden berühren und können denselben reinfegen von feineren, schlammigen Sedimenten, welche sie nach anderen Orten hin schleppen.

Die Meeresströmungen sind sehr häufig als Thalbildner bezeichnet worden und lange Zeit herrschte in England die Ansicht, daß die großen und breiten Thäler Werke des Meeres seien. Charles Lyell[1]) und Charles Darwin[2]) sind die Hauptvertreter derselben, welche ersterer gelegentlich der Betrachtung des Weald entwickelte. Aber bereits 1834 hatte de la Beche[3]) gezeigt, daß die Thalbildung durch Strömungen in den gegenwärtigen Meeren nicht stattfinde und als Beweis dafür die Flachsee rings um Großbritannien hingestellt, während er zugleich die wenigen submarinen Thäler, z. B. bei Korsika, als Fortsetzungen von Thälern des benachbarten Landes hinstellte. Später hat Maw[4]) in vorzüglicher Weise von neuem gezeigt, wie der Meeresgrund im Vergleiche zum Lande flach und thallos ist. Vielfach ist auch angenommen worden, daß die Brandung in ihrer Wirkung wesentlich durch die Gezeiten unterstützt werde. Dagegen äußerte sich schon E. de Beaumont[5]); das Studium der Brandungswerke an gezeitenlosen Meeren, sowie auch an Binnenseen ließ keinen Unterschied im Vergleiche zu jenen der Gezeitenmeere erkennen.

4. Die Flußmündungen.

a) Barrenmündungen.

Wenn ein Fluß ein stehendes, spezifisch schwereres Gewässer, einen Binnensee oder einen Meeresteil erreicht, so breiten sich seine Wasser über dessen Spiegel in Form

---

[1]) Principles of Geology. 1. Aufl. III. p. 300, 319. — A Manual of elementary Geology. 3. Aufl. 1851. p. 70. (Elemente der Geologie, deutsch von Cotta. 1857. S. 95.)

[2]) Geologische Beobachtungen über Südamerika. Deutsch von Carus. 1878. S. 19.

[3]) Researches in Theoretical Geology. 1834. p. 189—193.

[4]) Notes on the comparative Structure of Surfaces produced by subaërial and marine Denudation. Geolog. Mag. III. 1866. p. 439.

[5]) Leçons de géologie pratique. Paris 1845. I. p. 332.

eines außerordentlich flachen Kegels aus und rufen in ihrer Unterlage eine Gegenströmung hervor [1]), welche sich nach der Flußmündung richtet und hier mit der Flußströmung zusammentrifft, so daß die am Flußbette fortgewälzten Sinkstoffe gerade an der Mündung liegen bleiben und dieselbe dammähnlich umwallen. Ist dagegen das Flußwasser spezifisch schwerer als das stehende Wasser, so sinkt es unter letzteres und strömt an dessen Boden weiter, die Sinkstoffe mit sich weit verschleppend und sich eine Unterwasserrinne offen haltend. Zu dieser Entwickelung kommt es nur dort, wo kalte Flüsse in warme Seen münden, wie z. B. an der Mündung der Rhone in den Genfersee sowie an der Mündung des Rheines in den Bodensee, wo jeweils das Flußbett sich als ein „ravin sous-lacustre“ fortsetzt. An den bei weitem meisten Mündungen, an allen Mündungen der Flüsse in ruhiges Meer, sowie an der überwiegenden Mehrzahl derer in Binnenseen, tritt der erstere Fall ein, es wird die Mündung durch die Sinkstoffe des Flusses teilweise verschlossen, welche sich zu einer Mündungsbarre aufbauen [2]). Die Gestalt der letzteren schwankt erheblich; ist die Stoßkraft des Flusses sehr groß, so schiebt er die Barre hinaus und trägt sie ab; umgekehrt wächst dieselbe bei sich mindernder Stoßkraft des Flusses. Eine Konzentration der relativ kleinsten Mündungsarme des Flusses ermöglichte die Barren an dem South Paß des Mississippi und der Sulinamündung der Donau teilweise zu beseitigen; das gleiche Vorgehen am größten Mündungsarme der Rhone war nicht von gleichem Erfolge gekrönt.

Außer den gewöhnlichen Mündungsbarren der sich in ruhiges Meer ergießenden Flüsse entstehen Barren dort, wo eine lebhafte Küstenströmung eine bedeutende

---

[1]) Guérard, On the Mouth of the River Rhone. Min. Proc. Inst. Civ.-Eng. LXXXII. 1885. p. 305 (320). — Krümmel, Ozeanographie. II. 1887. S. 359.

[2]) W. Shelford, On Rivers flowing into Tideless Seas, illustrated by the River Tiber. Min. Proc. Inst. Civ.-Eng. LXXXII. 1885. p. 2.

Wanderung des Strandgeschiebes hervorruft. Dieselbe vermag die Mündungen mancher Flüsse zu verschließen, indem sie vor derselben einen Strandwall, die Strandbarre, aufwirft. Auf diese Weise wird die Mündung des Adour sowie die zahlreicher kleiner Flüsse Hinterpommerns verschlossen. In dem Staate Bahia in Brasilien, an der Guineaküste und an der Ostküste von Madagaskar ist dieser Mündungsverschluß ein so fester, daß nur wenige Flüsse das Meer zu erreichen vermögen; die meisten strömen an der Innenseite des aufgeworfenen Walles oft 100 km entlang, bis sie einen Ausweg finden. Das sind die verschleppten Mündungen. Der Strandwall legt sich vielfach nicht unmittelbar vor die Mündung, sondern quer vor die Bucht, in welche der Fluß sich ergoß und schnürt von derselben eine Lagune ab, die durch den Fluß ausgesüßt und in ein Haff verwandelt wird. Die Haffmündungen sind neben den einfachen Barrenmündungen sehr bezeichnend für alle Geschiebeküsten mit lebhafter Geschiebewanderung; wenn die Strömung so stark ist, daß sie selbst die Oeffnung des Haffes verschließt, so ist dasselbe auf den Abfluß nach einem Nachbarhaffe angewiesen, dann entsteht hinter dem Strandwalle eine gelegentlich langgedehnte Wasserverbindung zwischen den einzelnen Haffen, wofür wiederum die brasilianische Ostküste [1]) und die Guineaküste typische Beispiele liefern.

b) Mündungstrichter.

Sehr maßgebend werden an Küsten mit großen Fluthöhen die Spülströme der Gezeiten für die Ausgestaltung der Flußmündungen. Während der Flut strömt in dieselben Wasser ein, während der Ebbe fließt dieses Wasser samt der mittlerweile aufgestaut gewesenen Flußwassermenge ab, dabei drängen auf der Nordhemisphäre während der Flut die Wasser an das linke, während der Ebbe

---

[1]) C. F. Hartt, Geology and physical Geography of Brasil. Boston 1870. p. 220.

an das rechte Ufer; die Folge hievon ist eine trichterförmige Verbreiterung des Flusses an seiner Mündung, soweit als sich die Gezeiten geltend machen. Mündungstrichter, auch Aestuare oder negative Deltas[1]) genannt, sind bezeichnend für alle Gezeitenflüsse.

In den Mündungstrichtern bewegt sich eine viel größere Wassermenge als im Flusse selbst. Unter der London Bridge, also ziemlich weit oberhalb der Themsemündung, fließt sechsmal, an der Humbermündung 80mal, am Ausgange des Merseyästuares gar 250mal mehr Wasser als im Flusse[2]). Die Zunahme der Wasserführung ist für die Schelde untersucht[3]), sie wird durch folgende Tabelle veranschaulicht:

	Abflußmenge während der Ebbe	Geschwindigkeit
Dendermonde . . .	3 863 065 cbm	0,53 m
Tamise	27 901 400	—
Antwerpen	66 686 142	0,88
Lillo	104 957 134	0,80

Für die Elbe hat Franzius[4]) folgende Tabelle berechnet:

	Entfernung von der Flutgrenze	Profil des Flusses bei halber Fluthöhe	Dauer der Ebbe in Stunden	Abflußmenge in cbm im ganzen	Abflußmenge in cbm in der Sekunde	Mittlere Geschwindigkeit des Abflusses bei Ebbe	Mittlere Geschwindigkeit des Einflusses bei Flut
	km	qm				m	m
Elbstorf (Flutgrenze)	0	480	12½	1800000	400*)	0,833	0
Hamburg	33,5	2484	8	25044000	879	0,350	0,171
Brunshausen . . .	63,5	10314	7¼	111183600	4260	0,413	0,478
Glückstadt . . .	84,5	18428	7	216278730	8582	0,465	0,543
Unterh. Brunsbüttel	117	36675	6½	486438025	20788	0,566	0,591

*) Bei Niederwasser; Mittelwasser etwa 700 cbm.

---

[1]) Playfair, Illustrations. Works. I. p. 423. Ueber die Bedeutung des Wortes vergl. v. Hoff, Geschichte u. s. w. I. S. 230.

[2]) W. H. Wheeler, Bars at the Mouths of Tidal Estuaries. Min. Proc. Inst. Civ.-Eng. C. 1889/90. p. 116.

[3]) Le Petit, Étude sur les courants de l'Escaut. Ann. des travaux publics. Bruxelles. XL. 1882.

[4]) Franzius und Sonne, Wasserbau. 1879. S. 832.

Es steigert sich also die Menge des abfließenden Wassers während der Ebbe auf das 52fache der normalen Wasserführung des Stromes bei niederem Stande, es strömt während der Flut 51mal mehr Wasser von der See aus als vom Flusse in den Mündungstrichter hinein. Bei sehr wasserreichen Strömen hindert dies Einströmen nicht das Abfließen des Hochwassers. Letzteres ergießt sich beim Ganges auch während der Flut in das Meer und es entwickelt sich ein Doppelstrom; die höheren Wasserschichten strömen auswärts, die unteren einwärts[1]). Obwohl sich das Meerwasser bei der Flut wie ein Keil unter das Flußwasser schiebt, so mischen sich doch Salz- und Süßwasser und in den Aestuaren herrscht Brackwasser[2]).

Ihre Ausgestaltung erfahren die Mündungstrichter durch die in ihnen herrschenden Strömungen. Die vom Flusse herbeigeführten Sedimente wandern mit dem Ebbestrome abwärts und werden durch den Flutstrom wieder zurückgetrieben. Sie werden daher gleichsam ruckweise dem Meere zugeführt[3]). Wenn sich Flut- und Ebbestrom ablösen, wenn der Strom „kentert", stehen die Wasser still, die Sinkstoffe fallen aus dem brackischen Wasser rasch zu Boden. Dies erfolgt in der Regel bei der tiefsten Ebbe und höchsten Flut. Aber während der Flutstrom sofort die bei tiefster Ebbe gefallenen Schlammteilchen aufwirbelt und zurückschleppt, geschieht gleiches nicht umgekehrt mit den bei höchster Flut an den Ufern abgelagerten. Diese tauchen während der Ebbe auf und bleiben bis zur nächsten Flut liegen. Inzwischen können sie durch Vegetation, besonders durch Mangroven, befestigt werden, wie dies namentlich mit den bei Springfluten ausgeschiedenen Schlammmassen leicht geschehen kann. Dementsprechend findet man an Mündungstrichtern in der Regel sehr schlammige Ufer. Künstliche Eindeichungen vermögen an letzteren leicht einen bedeutenden Landgewinn zu erzielen, wie ihn die Strommarschen an Elbe, Weser,

---

[1]) J. R. Rainey, The Sundarban. P. R. G. S. XIII. 1891. p. 273.

[2]) P. Birch, On the Passage of Upland Water through a Tidal Estuary. Min. Proc. Inst. Civ.-Eng. LXXVIII. 1883/84. p. 212.

[3]) Hübbe, Das Verhalten des Schlicks. Zeitschr. f. Bauw. Berlin. X. 1860. S. 491.

Rhein und Schelde, sowie an vielen englischen Aestuaren darstellen.

Aber nicht bloß der Fluß, sondern auch die Flut führt Sinkstoffe in den Mündungstrichter. Die Wandersande des Strandes und andere bei der Küstenzerstörung entstandene Zerreibungsprodukte werden in ihn hineingetrieben, außerdem sammeln sich in ihm die Gehäuse pelagischer Foraminiferen, Schwammnadeln, sogar Radiolarien und in wechselnder Menge auch Diatomeen [1]. So entstehen in Mündungstriehtern und Buchten oft recht beträchtliche, bei Ebbe trocken liegende, meist schlammige Ablagerungen, die man an der deutschen Küste Watten nennt. Durch dieselben würde das Aestuar allmählich ausgefüllt werden, wenn es nicht durch den Ebbestrom durchmessen würde, welcher stets wasserreicher als der Flutstrom ist und überdies die Sedimente nur bergab zu bewegen hat. Dieser hält den Trichter offen, indem er die in denselben hineingeführten Sinkstoffe in das Meer hinausführt. Hier nun, wo sich seine Geschwindigkeit verlangsamt, kommen sie als breite Bänke untermeerisch zur Ablagerung.

Diese Bänke vor Aestuaren sind ebenso zu erklären wie die Gezeitenbarren vor Buchten und Straßen. Sie bestehen aus losem Materiale, welches sich bis nahe an den Niederwasserspiegel erhebt, ja denselben nicht selten als Schlammbank etwas überragt. Durchzogen werden sie von Kanälen, durch welche die Gezeiten regelmäßig in das Aestuar ein- und auszuströmen pflegen und zwar kann man mit Krümmel [2]) in der Regel eine Flutrinne und eine Ebbestraße unterscheiden. Die erstere erstreckt sich von außen her in die Bank und schließt an einer Binnenbarre, während die letztere das eigentliche Flußbett fortsetzt und an einer Außenbarre endet. Solche Barren haben, wie W. H. Wheeler berichtet, gelegentlich übersteile Bö-

---

[1]) W. J. Sollas, The Estuaries of the Severn and its Tributaries, an Inquiry into the Nature and Origin of their Tidal Sediment and alluvial Flats. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XXXIX. 1883. p. 611.

[2]) Ueber Erosion durch Gezeitenströme. P. M. 1889. S. 129.

sehungen nach innen und außen [1]), sie behalten ihre Lage trotz ihres beweglichen Materiales vor Aestuaren mit großen Fluthöhen bei. Bei Flut haben sie meist genügend Wasser über sich, um von großen Fahrzeugen passiert werden zu können, weswegen sie viel geringere Hindernisse für die Schiffahrt sind, als die gewöhnlichen Mündungs- oder Strandbarren. Sie treten hauptsächlich an den Mündungstrichtern auf, welche senkrecht zum Küstenverlaufe gestellt sind (Irrawaddy-, Ganges-, Nigermündung, Mersey- und Themsetrichter) [2]), sie fehlen hingegen an jenen Mündungstrichtern, welche in allmählich sich verbreiternde Buchten auslaufen, wie am Severn. Befinden sich die Mündungstrichter an Küsten mit starker Geschiebewanderung, so wirkt natürlich auch diese an der Barrenbildung mit, wie z. B. an der Rheinmündung.

Die Tiefe der Bänke und Barren vor dem Mündungstrichter wechselt mit der Natur des Flusses. Je mehr Sinkstoffe ein Fluß führt, desto stärker ist die Akkumulation auf der Barre. Es ist nach Wheeler die Merseybarre unterhalb Liverpool stets dann seicht, wenn große Wasserfluten, Frets genannt, das obere Aestuar ausräumen. Gleiches gilt von der Rhonebarre und vom äußeren Mündungstrichter der Seine unterhalb Honfleur.

Letzterer hat nach Vauthier [3]) seit 1835 abwechselnd Vergrößerungen (bezw. Vertiefungen +) und Verkleinerungen (bezw. Ausfüllungen —) erfahren, und zwar betrugen dieselben in Millionen Kubikmeter jährlich

1834/53	1853/63	1863/66	1866/69	1869/75	1875/80
— 1,32	+ 2,08	+ 5,90	+ 13,36	— 0,43	— 6,90

Der Niederschlag in Nordfrankreich wich nach Brückner [4]) vom Mittel 1831—1885 ab um

1835/50	1851/60	1861/65	1866/70	1871/75	1876/90
+ 6 %	+ 2 %	— 11 %	— 2 %	0 %	+ 9 %

---

[1]) Bars at the Mouths of Tidal Estuaries. Min. Proc. Inst. Civ.-Eng. C. 1889/90. p. 116.

[2]) T. H. Tizard, The Thames Estuary. The Nature. XLI. 1889/90. p. 538.

[3]) Vauthier, Sur le mouvement des fonds de l'estuaire de la Seine. Le génie civil. VII. 1885. p. 330.

[4]) Klimaschwankungen. Geogr. Abh. Wien. IV. 2. 1890. S. 167.

Den Tiefenwechsel der Merseybarre zeigt folgende Tabelle, welche die Abweichungen der Tiefe vom Mittelwerte (3 m) den Abweichungen des Niederschlags in Westengland vom Mittel 1831 bis 1885 gegenüberstellt.

	1864/65	1866/70	1871/75	1876/80	1881/85
Barre . . .	+ 1,3 m	0 m	+ 0,7 m	− 0,3 m	− 0,1 m
Niederschlag .	− 3 %	+ 2 %	+ 8 %	+ 6 %	+ 3 %

Man ersicht hieraus, daß sich die Tiefe der Bänke des Seineästuares und der Merseybarre stets in entgegengesetzter Weise wie der Niederschlag verhielten, in niederschlagsreichen Jahren sind sie seichter als in trockenen Jahren.

Die Veränderungen der Rhonebarre verlaufen entsprechend. Die Tiefen derselben waren nach Guérard[1]):

1852/55	1856/60	1861/65	1866/70	1871/75	1876/80	1881/84
1,92 m	2,53 m	2,08 m	1,95 m	1,88 m	1,96 m	2,11 m

In den trockenen Jahren 1856—70 war die Barre um 0,13 m tiefer, in den nassen Jahren 1871—85 um 0,08 m seichter als im Mittel.

Obwohl in jedem Mündungstrichter während der Ebbe mehr Wasser ausströmt, als bei der Flut einströmt, so ist doch in der Regel die mittlere Geschwindigkeit des Flutstromes größer als die des Ebbestromes, da die Dauer der Flut in den Trichtern geringer als die der Ebbe ist. Dementsprechend bildet sich die Flutrinne stärker aus als die Ebberinne und rückt auch stärker zur Seite. Es entwickelt sich daher in den Mündungstrichtern der Flüsse der Nordhemisphäre das Bestreben nach links zu verrücken, im Gegensatze zum Rechtsdrängen der normalen Flüsse; es sind dies nur scheinbar Ausnahmen vom sogenannten Baerschen Gesetze.

Diese Verhältnisse werden durch die Rheinmündung beleuchtet. Der nach rechts gerichtete alte Rhein ist hier ganz verschlossen und die Mündung nach links verlegt. Gleiches gilt von der Schelde, welche die junge Westerschelde als Mündungsarm benutzt, während ihr rechts gelegenes altes Bett, die Oosterschelde außer Gebrauch gesetzt wurde. Diese Verlegungen erfolgen samt und sonders entgegen den an der Küste herrschenden Strömungen.

---

[1]) Min. Proc. Inst. Civ.-Eng. LXXXII. 1885. p. 305 (328).

c) Die Deltas.

Die Lage der Flußmündungen ist nur selten eine feste. Hat sie sich selbst durch eine Barre verschlossen, so rollt der Fluß seine Geschiebe auf letztere hinauf und sie kommen in ruhiger See außerhalb derselben unter ihrem natürlichen Böschungswinkel zur Ablagerung, welcher nach den erwähnten Versuchen von Thoulet unter Wasser weniger steil als in der Luft und im schweren Salzwasser des Meeres flacher als im leichten Süßwasser ist. Es wird das Flußgeschiebe außerhalb der Barre in einer Schutthalde angehäuft. Auch die dem Meere zugeführten schwebenden Bestandteile kommen in ruhigem Wasser unweit der Mündung alsbald zur Ablagerung, da das Meerwasser, wie alle Salzlösungen, suspendierte Partikel rasch fällt [1]). So wird die Mündung des Flusses mit dessen Sedimenten umgeben und dies hat zur Folge, daß sich der Schauplatz der Barrenbildung immer weiter seewärts verlegt, während zugleich der Fluß sein Bett in die früher entstandene Barre hinein verlängert. Auf diese Weise baut er sein Bett zwischen niedrigen Dämmen ins Meer hinaus. Das ausgezeichnetste Beispiel solcher hinausgebauter Mündungsbarren zeigt der Mississippi [2]), dessen Mündung 65 km weit in den Golf von Mexiko hinausgewachsen ist und dessen vier Mündungsarme, Passes genannt, ihrerseits noch 15 km weit von Dämmen begleitet sind.

In anderer Weise verschieben sich die Mündungen von

---

[1]) Robertson, Precipitation of Clay in fresh and salt Water. Transact. Geolog. Soc. Glasgow. IV. 1873. p. 257. — William Ramsay, On the Influence of various Substances in accelerating the Precipitation of Clay suspended in Water. Quart. Journ. Geolog. Soc. XXXII. 1876. p. 129. — W. H. Brewer, On the Suspension and Sedimentation of Clays. Am. Journ. (3). XXIX. 1885. p. 1. — Thoulet, Expériences sur la sédimentation. C. R. CI. 1890. p. 619. — G. Bodländer, Versuche über Suspensionen. Neues Jahrb. f. Min. u. Geolog. 1893. II. S. 147. Hier auch weitere Litteratur.

[2]) Humphreys and Abbot, Report on the Physics and Hydraulics of the Mississippi River. 1861.

Gezeitenflüssen. Im oberen Teile des Aestuares vergrößern sich die Ufer durch die beim Kentern der Flut entstehenden Schlammablagerungen, während in der äußeren Partie des Trichters die Bänke allmählich bis zum Flutniveau aufwachsen und während der Ebbe als Wattenflächen trocken daliegen. In tropischen Meeren siedelt sich auf solchen Bänken alsbald das Mangrovegebüsch an, befestigt dieselben und begünstigt ihr weiteres Wachstum. Es verwandeln sich die Wattenbänke allmählich in niedrige Inseln, zwischen welchen sich einzelne Wasserarme erstrecken. Letztere sind zunächst noch Teile des Aestuares, allmählich schließen sich aber auch ihre Ufer zusammen, ihr Boden wird durch Schlammfall erhöht und endlich werden sie Flußarme, die also aus Gezeitenkanälen hervorgegangen sind. Unterdessen ist die Bank vor dem Aestuare weiter seewärts gewandert. Die Mündungen des Niger, des Ganges und des Irrawaddy liefern für diese Weise der Veränderung treffliche Beispiele, von welchen das des Irrawaddy eine ausgezeichnete Darstellung gefunden hat [1].

Dagegen vermögen sich die Mündungen mit Strandbarren nicht zu verschieben, solange als der Küstenstrom stark genug ist, um alle herbeigeführten Flußsedimente zu verschleppen. Dasselbe gilt von den Mündungstrichtern dann, wenn der Ebbestrom das Aestuar vollkommen rein zu fegen vermag. Unter solchen Umständen ist das Verhältnis von Kraft des Küstenstromes und Sedimentzufuhr maßgebend; große, an Geröllen und Sinkstoffen reiche Flüsse können ihre Mündung verschieben, kleinere hingegen nicht. So vermag an der provençalischen Küste die Rhone ihre Mündung zu verschieben, da der Küstenstrom von den jährlich herbeigeführten 20 Millionen Kubikmeter Sediment nur 2 verschleppen kann, ein Fluß mit geringerer Sedimentführung vermöchte an dieser Küste seine Mündung nicht zu verrücken. Die Seine verschiebt ihre Mündung nicht, aber da sie in nassen Jahren die Bänke ihres Aestuares erhöht, so würde sie

[1] R. Gordon, Report on the Irrawaddy. Rangoon 1879. I. p. 50.

letzteres bei durchweg größerer Wasserführung, also als größerer Strom ausfüllen können und ihre Mündung hinausbauen. Verschiebbar sind selbstverständlich alle Haffmündungen, sind dieselben aber bis zur Nehrung gewachsen, so werden sie häufig unverrückbar (Rhein- und Weichselmündung) oder wachsen nur sehr langsam (Rosettemündung des Niles).

Flüsse, welche ihre Mündungen verschieben, verlängern ihr Bett und beeinflussen dadurch die Gesamtentwickelung ihres Laufes. Ihre Gefällskurve wird verändert. Es tritt notwendigerweise oberhalb der verschobenen Mündung eine Erhöhung des Flußbettes ein und damit die Möglichkeit der Laufverlegung. Neben seiner ins Meer hinaus gebauten Mündung gewinnt der Fluß alsbald eine neue, indem er sich auf der einen oder anderen Seite derselben einen Weg zum Meere bahnt und in einer neuen Richtung Aufschüttungen bewirkt. Dies wiederholt sich so lange und so oft, bis rings um die ursprüngliche Mündungsstelle ein oben flach, unter dem Gewässer steil abfallender Schuttkegel entstanden ist. Derselbe wird D e l t a genannt, weil manchmal über ihm eine dauernde Teilung des Flusses in zwei Arme stattfindet, die samt der Küste ein Δ-ähnliches Stück Land einschließen. Jedoch gehört diese Gabelung nicht zu den notwendigen Eigentümlichkeiten des Deltas. sie kann fehlen oder auch durch vielfache Verästelungen des Flusses ersetzt sein. Auch ist das Wachstum des Deltas nicht immer so regelmäßig, daß der gesamte Raum zwischen den verschiedenen Flußläufen vollständig ausgefüllt werden müßte, vielmehr bleiben zwischen den einzelnen Aufschüttungen nicht selten Lücken ausgespart, die sich naturgemäß mit Wasser erfüllen und dann als Wannen von Deltaseen entgegentreten. Endlich entwickeln sich nicht alle Deltas zu Vorsprüngen der Uferlinie, sondern viele bauen sich in Winkel der Ufer hinein, welche durch den Fluß allmählich zugeschüttet werden. Das Charakteristische für alle Deltabildungen liegt weder in einem bestimmten Verhalten der sie überströmenden Flüsse noch in einer bestimmten horizontalen Entwickelung, sondern

in ihrer Entstehung und der Art ihres Aufbaues. Sie sind Schwemmlandbildungen, von den Flüssen oberhalb deren Mündung in stehende Gewässer aufgeschüttet [1]), sie bestehen aus schutthaldenartig gelagerten, 20°—30° steilfallenden, im Wasser abgelagerten Schichten und darübergebreiteten, nahezu horizontalen Schichten, welche der Fluß infolge seiner Betterhöhung ausbreitete [2]).

Die Deltas sind Gebiete fluviatiler Aufschüttung und tragen alle Kennzeichen von solchen. Sie werden von Flüssen und Flußarmen durchmessen, deren Bett in der Regel höher liegt, als das angrenzende Land, so daß sich in letzterem eigentümliche Entwässerungssysteme entwickeln. Es richten sich hier die Wasseradern von den hochfließenden Flüssen fort und sammeln sich in Strängen, die zwischen den Armen des Deltaflusses in tieferem Niveau fließen. Ab und zu brechen die Deltaflüsse ihre Ufer und überschwemmen das angrenzende Land, dasselbe mit ihrem Schlamm bedeckend. Diese Aufschüttung wird dort wesentlich begünstigt, wo sich neben den Flüssen Seen befinden, in welchen sich die Hochwasser aufspeichern, wie z. B. die Jheels im Gangesdelta [3]) und die Seen im Mississippidelta. Die Dammbrüche der Deltaflüsse haben nicht bloß Ueberschwemmungen, sondern häufig auch Laufänderungen zur Folge und diese sind die wirksamsten Faktoren der Aufschüttung, weil sie dieselbe Gebieten teilhaftig machen, welche nur zeitweilig bei Ueberschwemmungen Erhöhungen erfuhren, im allgemeinen aber durch das Zusammensitzen ihres Materials sich senkten.

Das Zusammensitzen der Aufschüttungen spielt in allen Deltas eine große Rolle; denn nicht bloß die Gerölle, welche sie da und dort aufbauen, sind von vornherein locker gelagert, sondern namentlich auch die Lehme, welche die größten Deltas zusammensetzen.

---

[1]) G. R. Credner, Die Deltas. E.-H. 56. P. M. 1878. S. 6.

[2]) E. Desor, Sur les deltas torrentiels anciens et modernes. Nice 1880.

[3]) James Fergusson, On recent Changes in the Delta of the Ganges. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XIX. 1863. p. 321.

Schlammteilchen mit einem spezifischen Gewicht von 2,4 bilden Lager festen Lehmes mit einem spezifischen Gewicht von 1,9, welche also beim Zusammensitzen 1/5 ihrer Mächtigkeit verlieren können. Die Deltaoberfläche muß daher überall dort sinken, wo sie nicht ständig erhöht wird.

Baut sich ein Delta weit in das Meer hinaus, so wird die dadurch verursachte Lauferhöhung des Flusses sich weithin stromaufwärts geltend machen und auch Gebiete betreffen, welche nie dem Meere (bezw. dem Binnensee) angehört haben. Die für die Deltas bezeichnenden Oberflächenmerkmale, wie das Fließen der Ströme auf Dämmen, Laufänderungen, Ueberschwemmungen, stellen sich daher in der Regel schon weit oberhalb der ursprünglichen Mündung, vom Drehpunkte der Flußthätigkeit an (vergl. Fig. 24, Bd. 1, S. 328) ein und können nicht von den gleichen Erscheinungen über dem zugeschütteten Meeresteile gesondert werden. Aber nicht bloß der Form nach, sondern auch strukturell sind sie zum Delta zu rechnen, da die sie aufbauenden Schichten sich bis über die im Meere aufgeschüttete Halde fortsetzen, also in deren Hangendes gehören.

Das äußere Wachstum der Deltas ist abhängig von der Sedimentführung des Stromes, von der Tiefe des Meeres, in welches er mündet, und von der Summe der Bestandteile, welche die Küstenströmungen entführen. Da die erstere Größe mit der Wasserführung des Flusses, wie oben gezeigt, wechselt, so muß auch das Wachstum der Deltas zeitweilig schneller und zeitweilig langsamer erfolgen. Die Tiefe des Meeres vor der Mündung nimmt, sobald es sich um ein offenes Meer handelt, um so mehr zu, je weiter sich das Delta hinausbaut. Deshalb muß das Deltawachstum sich um so mehr verlangsamen, je weiter es sich seewärts erstreckt. Auch die Intensität der Küstenströmung bleibt sich nicht gleich. Baut sich ein Delta in das Meer hinaus, so ist es gleich jedem Küstenvorsprunge in besonderem Maße der Zerstörung unterworfen und es muß bei seinem verlangsamten Fortbau einmal der Zeitpunkt eintreten, an welchem die Zerstörung dem Aufbaue Schritt hält. Dann wird das Delta

mit einem Strandwalle umsäumt, auf welchem sich Dünen aufsetzen und erhält das Aussehen eines bis zur Nehrung fortgewachsenen Haffdeltas. Das Nildelta dürfte ein solch ausgewachsenes Delta sein.

Die Größe des Deltawachstums ist bislang nur für einige wenige Flüsse bestimmt. Das Donaudelta hat 1830—1856 eine Flächenzunahme von 22,1 qkm erfahren, also jährlich von 0,81 qkm. Das von der 1,2 m Tiefenlinie umschlossene Areal hat sich an der Mündung um 30,6 qkm gemindert [1]). Speziell vor der Sulinamündung sind 1857 bis 1886 im ganzen 11 870 236 cbm angeschwemmt und 2 276 426 cbm entfernt worden, so daß ein Zuwachs von 9 593 810 cbm, 17,6 % der vom Flusse herbeigeführten suspendierten Bestandteile bleibt [2]). Vor der Rhonemündung sind 1841—1872 jährlich 18 000 000 cbm abgelagert worden, weit mehr als der Fluß an suspendierten Bestandteilen führte [3]); der jährliche Landzuwachs beträgt etwa 0,23 qkm.

Das jährliche Wachstum des Podeltas veranschlagt Lombardini [4]) für die Zeit nach der Eindeichung des unteren Po auf 1,14 qkm, entsprechend einer Sedimentmasse von 30—40 Millionen cbm jährlich; vor der Eindeichung war das Wachstum langsamer, weil viel Sediment auf dem Lande abgelagert wurde. Die Mündung rückt etwa 70 m jährlich vor. Die Tiber baut ihre Mündung nach Ponzi [5]) seit den fernen Zeiten des Ancus Martius jährlich um 3,33 m ins Meer hinaus, und zwar in der neuen Zeit rascher als im Mittelalter und Altertum; nach

---

[1]) Ausgemessen auf Taf. 2 in Mémoire sur les travaux d'amélioration exécutés aux embouchures du Danube par la Commission européenne. Galatz 1867.

[2]) Voisin-Bey, Notice sur les travaux d'amélioration de l'embouchure du Danube et du Bras de Soulina. Ann. ponts et chauss. (7). III. 1893. p. 1 (239).

[3]) Guérard, Min. Proc. Inst. Civ.-Eng. LXXXII. 1885. p. 305 (328).

[4]) Dei cangiamenti cui soggiacque l'idraulica condizione del Po nel territorio di Ferrara. Giorn. Ist. Lombardo. Mailand. III. 1851. p. 287. IV. p. 3.

[5]) The Tiber and its delta. Min. Proc. Inst. Civ.-Eng. XLIII. p. 356.

Rozet[1]) war der Vorbau 1662—1774 jährlich 3,84 m, 1774—1820 3,91 m, 1820—1839 4 m, 1839—1852 3,84 m, es war also am stärksten nach dem regenreichen ersten und zweiten Jahrzehnt dieses Jahrhunderts. Auffallend unbedeutend sind die Veränderungen an den Mündungen, den Passes, des Mississippi[2]). Hartley[3]) gibt das Vorrücken für den Southpaß zu 20—30 m, für die beiden anderen zu dreimal mehr im Jahre an. Die Veränderungen der Weichselmündung seit 1646 hat Hagen[4]) übersichtlich dargestellt und Lierau[5]) hat das Wachstum des Deltas an der 1840 gebildeten Mündung untersucht. Das Newadelta wuchs in 146 Jahren nur um 4,05 qkm[6]). Der Landzuwachs an der Tigrismündung wird zu 30 m jährlich angegeben[7]). Die Rosettemündung des Niles hat sich nach Jankó seit den Kreuzzügen jährlich 12—13 m vorgeschoben[8]).

Das Wachstum des Landes an den Flußmündungen wurde schon im Altertume bemerkt. Herodot nannte bekanntlich Aegypten ein Geschenk des Niles und die zufällige Aehnlichkeit von dessen Mündungsanschwemmungen mit einem Δ gab den Deltas den Namen. Die ältere Litteratur über die Deltas hat A. v. Hoff[9]) sorgfältig bei einer umfassenden Darstellung der Deltas verwendet. Eingehend werden die letzteren auch in Lehrbüchern der Geologie behandelt, z. B. von Elie de Beaumont[10]) und Charles Lyell[11]).

[1]) Avancement du delta du Tiber au canal de Fiumicino. C. R. XXXV. 1852. p. 96.

[2]) J. G. Kohl, Die Mündungen des Mississippi. Z. f. a. E. N. F. XIII. 1862. S. 161 (208).

[3]) Min. Proc. Inst. Civ.-Eng. LXXXII. 1885. p. 2.

[4]) Ebenda p. 52.

[5]) Der Dünenbruch der Weichsel bei Neufähr im Jahre 1840 und die Entwickelung der neuen Weichselmündung bei Neufähr von 1840—1890. Zeitschr. f. Bauwesen. XLIII. 1892. S. 29.

[6]) Venukoff, De la formation du delta de la Néva d'après les dernières recherches. C. R. CX. 1890. p. 484.

[7]) Bleke, On the Alluvia of Babylonia and Chaldaea. London and Edinb. Philos. Mag. XIV. 1839. p. 426.

[8]) Das Delta des Nil. Mitt. a. d. Jahrbuche d. k. Ungar. geolog. Anstalt. VIII. Heft 9. 1890. S. 233.

[9]) Geschichte der natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche. I. 1822. S. 229.

[10]) Leçons de géologie pratique. I. 1845. p. 253—520.

[11]) Principles of Geology. 12th ed. 1875. I. p. 412—489.

Allgemein untersuchte A. Tylor[1]) die Deltabildung, O. Peschel[2]) widmete ihr einen Essay und G. R. Credner[3]) eine Monographie.

5. Wirkungen des Meereises.

Sowohl für die Gestaltung des Meeresbodens als auch für jene der Küsten spielt das Eis des Meeres eine wichtige Rolle. Dasselbe ist dreierlei Ursprungs. Das Meerwasser selbst gefriert und es entsteht eine Eisdecke, deren Mächtigkeit sich vermöge des sehr langsamen Gefrierens immer in den engen Grenzen einiger Meter bewegt[4]). Bei Sturm wird sie in einzelne Schollen zerbrochen, die vielfach übereinander geschoben werden und das Packeis des Meeres bilden. Aehnlich dem Packeise verhält sich das Flußeis, welches von den großen Strömen des Nordens allsommerlich in das Meer geflößt wird, aber durchschnittlich kleine Schollen bildet. Dagegen unterscheiden sich die Eisberge, welche bei der Auflösung der polaren in das Meer reichenden Gletscher entstehen, wesentlich durch ihre große Mächtigkeit vom gewöhnlichen Packeise. Sie werden beim „Kalben“ der Gletscher gebildet. Schiebt sich ein solcher in so tiefes Meer, daß er schwimmen kann[5]), so zerteilt er sich in große und kleine Stücke, welche forttreiben. Die Höhe dieser Eisberge ist um so beträchtlicher, je tiefer das Meer ist, in welches die Gletscher münden, und je größer deren Mächtigkeit ist. Eisberge, welche 80 bis 100 m aus dem Meere aufragen und bei parallelepipedi-

---

[1]) On the Formation of Deltas etc. Geolog. Mag. IX. 1872. p. 137.

[2]) Die Deltabildungen der Ströme. Ausland 1866. Neue Probleme. S. 122.

[3]) Die Deltas. E.-H. 56. P. M. 1878.

[4]) Vergl. K. Weyprecht, Die Metamorphosen des Polareises. Wien 1879. — A. W. Greely, Arctic Exploration with Reference to Grinell-Land. P. R. G. S. VIII. 1886. p. 156.

[5]) Vergl. hierzu A. Helland, Ueber die Gletscher Nordgrönlands und die Bildung der Eisberge. Mitt. Vereins f. Erdk. Leipzig. 1876. — E. v. Drygalski, Grönlands Gletscher und Inlandeis. Z. G. f. E. XXVII. 1892. S. 1 (37).

schen Dimensionen 480—600 m tief in das Meer eintauchen, sind keine Seltenheit.

Alle Arten des Meereises sind ausgezeichnete Transportmittel für Gesteinsarten. Sobald das Packeis auf den Grund gerät, verleibt es sich Trümmer desselben, ganze Gesteinsblöcke, einzelne Gerölle oder wenigstens Sand- und Schlammteilchen ein. Ueberdies wird vom Lande häufig Staub auf die Treibeisfelder geweht und es fällt von steilen Gehängen Schutt auf dieselben herab. Naturgemäß führt das vielfach aus Grundeis hervorgehende Flußeis Steine, Sand und Schlamm. Die Eisberge endlich verfrachten Moränenmaterial; es sind häufig Gesteinsblöcke auf ihnen beobachtet worden und da die Grundmoräne im Eise eingefroren ist, so wird sie beim Kalben der Gletscher gleichfalls den Eisbergen beigesellt. Alle diese Trümmer können vom Meereise so weit verschleppt werden, wie die sie tragenden Schollen oder Berge; sie bewirken daher eine Ueberschüttung des Bodens der polnahen Meeren mit einzelnen dem festen Lande oder seichten Meeresgrunde entnommenen, zum Teil sehr großen Fragmenten, welche sich als Fremdlinge fernen Ursprungs unter die marinen Sedimente am Orte ihres Niederfallens mischen.

Am weitesten wandern natürlich die großen Eisberge, welche wegen ihres oft riesenhaften Volumens am längsten dem Abschmelzen widerstreben. Auf der Nordhemisphäre begegnet man ihnen und anderem Meereise im gesamten arktischen Mittelmeere und allen seinen Nebenmeeren mit alleiniger Ausnahme der Osthälfte des europäischen Nordmeeres und seiner Ausläufer. Dafür aber erstrecken sich die Eisberge weit hinaus in den westlichen Atlantik, wo sie vom Labradorstrome getrieben bis 43° N. gelangen. Regelmäßige Eisbildungen werden ferner im Beringsmeere und Ochotskischen Meere angetroffen. Hiernach läßt sich das den Meereiswirkungen unterworfene Areal auf der Nordhemisphäre zu 21 Millionen qkm veranschlagen. Weit bedeutender ist die Eisverbreitung im antarktischen Gebiete. Große Eisberge reichen hier nach den Zusammenstellungen von

K. Fricker[1]) durchschnittlich bis 45° S. und das von ihnen beherrschte Areal beläuft sich sohin auf 75 Millionen qkm, abzüglich des Flächeninhaltes der antarktischen Länder. Werden letztere zu 8,4 Millionen qkm angesetzt, so sind es also im ganzen rund 88 Millionen qkm, ein Viertel der Meeresfläche, auf welchem das Eis als wichtiger Faktor des Massentransportes wirkt.

Für den bei weitem größten Teil jener Fläche kommt das Eis lediglich als Transportmittel gröberer Sedimente in Betracht und es läßt sich leicht einsehen, daß durch dieselben der Meeresgrund nicht in sehr bedeutender Weise gestaltet wird. Denn jene groben Trümmer, welche hie und da auf dem Meeresgrunde angetroffen wurden, entstammen selbstverständlich dem Lande oder wenigstens dem Küstengürtel und sie werden von verhältnismäßig kleinen Gebieten über bei weitem größere verbreitet.

Im Norden kommt als Zentrum der Eisbergbildung fast ausschließlich Grönland in Betracht, welches nur den neunten Teil des nördlichen Meereisgebietes darstellt. Im Süden sind es fast nur die antarktischen Länder, welche Eisberge liefern, die sich über eine 9mal größere Fläche als die ihres Ursprungsgebietes zu verbreiten haben. Es bedürfte daher einer ungeheuren Glacialerosion, um eine nennenswerte Aufschüttung des Bodens der polaren Meere durch Eisbergtrümmer zu veranlassen, und es müßten die einzelnen Eisberge die regelmäßigsten Kurse einschlagen, um die partielle Aufschüttung irgend eines Meeresteiles mit deutlicher Böschung zu bewirken. Aus gleichen Gründen kann auch das Treibeis durch seinen Gesteinstransport nur sehr wenig die Gestalt des Meeresbodens beeinflussen.

Viel maßgebender in letzterer Hinsicht wird das Meereis dort, wo es auf den Grund rennt, was bei Eisbergen bereits in namhaften Tiefen, bei Treibeis jedoch nur in küstennahen Meeresteilen geschehen kann. Mit beträchtlicher lebendiger Kraft auflaufend, kann das Eis

---

[1]) Die Entstehung und Verbreitung des antarktischen Treibeises. Diss. Leipzig 1893.

vor sich die lockeren Materialien des Meeresgrundes wallförmig zusammenschieben, wobei in sehr seichten Gewässern Inseln entstehen können, sowie den festen Meeresboden abscheuern[1]). Am großartigsten entfalten sich alle diese Vorgänge an den Küsten.

Die Gestade der polaren und subpolaren Meere umranden sich im Winter mit einer festen Eisdecke, dem Eisfuße. Mancherorts bleibt derselbe durch geraume Zeit unverändert liegen, den Strand vor der Brandung sowie vor Zuschüttung seitens der Kliffe schützend. Meist jedoch, und dies gilt von den Küsten aller offenen Meeresteile, wird der Eisfuß in unregelmäßigster Weise verschoben. Winde, welche das Eis landwärts treiben, bewirken, daß er auf den Strand aufgepreßt wird, wobei er große Blöcke vor sich her drückt, das Strandmaterial vor sich aufstaut und ein felsiges Gestade abscheuert.

Diese Vorgänge spielen sich an allen arktischen Küsten ab. Ein gutes Bild von ihnen entwarf John Milne[2]) aus Neufundland. Hier wird der Eisfuß häufig durch Stürme ans Land getrieben, schiebt vor sich die Blöcke zusammen und rundet die Felsen. Gelegentlich seewärts bewegt, verstreut er die in ihm eingekitteten Blöcke des Ufergesteines im Meere. Während die großen grönländischen Eisberge durch eine Meeresströmung getrieben werden, wird das neufundländer Küsteneis durch den Wind bewegt. Die Bildung von Blockreihen und Blockwällen am Strande wiederholt sich an allen Küsten eisbildender Meere und ist namentlich in Labrador[3]) beobachtet worden. Sie wird nicht bloß durch den Eisfuß, sondern namentlich auch durch treibendes Eis bewirkt, wie z. B. in der Ostsee[4]). Uferwälle, durch Eispressungen ent-

---

[1]) P. C. Sutherland, On the geological and glacial Phænomena of the Coasts of Davis Strait and Baffins Bay. Quart. Journ. Geolog. Soc. VII. 1853. p. 296.

[2]) Ice and Ice-Work in New-Foundland. Geolog. Mag. (2). III. 1876. p. 303 (403).

[3]) Vergl. die Abbildung bei Lyell, Principles of Geology. 12th ed. London 1875. I. p. 381.

[4]) v. Keyserling, Sur l'envahissement du golfe de Reval par les glaces flottantes. Bull. Soc. géolog. (2). XXVII. 1869/70.

standen, kommen auch häufig an Binnenseen vor und erregten kürzlich bei Berlin die Aufmerksamkeit[1]).

Der Gesteinstransport und die mechanischen Wirkungen des Meereises haben vielfältige Beachtung gefunden, namentlich auch weil man glaubte, in ihnen einen Erklärungsgrund für die sogenannten Driftbildungen zu finden, welche gegenwärtig meist als Glacialformationen angesehen werden. Aeltere Lehrbücher der Geologie geben daher meist recht ausführliche Zusammenstellungen von den Wirkungen des Meereises, so namentlich die Werke Lyells[2]). Dabei muß im Auge behalten werden, daß viele Länder, deren Küsten Eis aufweisen, vergletschert gewesen sind, dies gilt von den baltischen Ländern, von Labrador und auch vom arktischen Nordamerika[3]), so daß sich hier die glacialen Wirkungen mit denen des Meereises bei der Gestaltung der Küsten vereinigen. Beobachter, welche solche Länder nur von der See aus kennen lernen und hier die kräftigen Meereiswirkungen vor Augen haben, sind meist geneigt, nur die letzteren zur Erklärung von Felsschrammen u. s. w. herbeizuziehen, namentlich wenn dies auch die herrschende Anschauung betreffs der Driftbildungen ist. Aus diesem Grunde sind die Berichte zahlreicher Polarreisender über Eiswirkungen nur mit größter Vorsicht zu benutzen und es muß streng zwischen Beobachtungen und Erklärungsversuchen geschieden werden. Das thut die einzige vorliegende Zusammenstellung über den „Einfluß des Treibeises auf die Bodengestalt der Polargebiete“[4]) nicht.

6. Der Riffbau.

Die ungeheuren Mengen gelösten Kalkkarbonates, welche die Flüsse dem Meere zuführen, werden aus demselben vornehmlich durch organische Thätigkeit wieder ausgeschieden und zwar massenhaft ausschließlich in den

p. 223. — Helmersen, Studien über die Wanderblöcke. Mém. de l'Acad. des Sciences de St. Pétersbourg. (7). XIV. p. 7.

1) E. Goebeler, Ueber die mechanischen Wirkungen des Wassereises. Verhdgn. Ges. f. Erdk. Berlin. XVIII. 1891. p. 176.

2) Elements of Geology. 6th ed. p. 144. — Student's Elements. p. 150. — Principles. 12th ed. p. 376. Vergl. auch Travels in North-America. p. 19, 23. — Second Visit to the United States. I. ch. 2.

3) G. M. Dawson, Notes to accompany a geological Map of the northern Portion of the Dominion of Canada. Geolog. Survey of Canada. Ann. Rep. R. 1886. p. 57.

4) Von G. Hartmann in den wissensch. Veröffentl. d. Vereins f. Erdk. Leipzig. I. 1891. S. 173.

niederen und mittleren, nirgends in den höheren Breiten. Nach den mit den Studien von Steinmann[1]) in Einklang stehenden Untersuchungen von Murray und Irvine[2]) sind es die ammoniakalischen Verbindungen tierischen Ursprungs, welche aus den Kalksulphaten und Chloriden des Meerwassers das Karbonat auszuscheiden vermögen; im kalten Wasser erfolgt deren Entstehung durch Zerfall stickstoffhaltiger organischer Verbindungen langsam, in den tropischen Oberflächenwassern dagegen sehr rasch, und hier ist der eigentliche Schauplatz der Kalkabsonderungen. Auf offener See geschehen dieselben durch Foraminiferen und Pteropoden, deren zarte Gehäuse auf große Strecken den Meeresgrund bedecken, während längs der Küsten Cölenteraten und Kalkalgen die massenhafte Kalkausscheidung besorgen. Es kommen in dieser Hinsicht die Klasse der Anthozoen, ferner aus der Klasse der Hydromedusen die Ordnung der Hydroiden und überdies die ganze Klasse der Bryozoen in Betracht. Während aber die auf offener See zu Boden fallenden oft nur mikroskopischen Schalen einen feinen Schlamm bilden, bauen die kalkausscheidenden Organismen längs der Küste feste Kalkmassen, echte bis nahe zum Meeresspiegel und selbst über denselben reichende Felsen, Riffe auf. Dies ist die Folge ihrer geselligen Lebensweise; denn sie treten als Kolonieen auf, deren Kalkausscheidungen förmliche Stöcke bilden. Zwischen diesen verästelten und verzweigten Stöcken wird der durch die Zerstörung anderer Stöcke entstandene Kalksand und -Schlamm gefangen, welcher die Zwischenräume ausfüllt und das Ganze verkittet. Ueberdies tragen die zwischen den Stöcken lebenden Mollusken und Echinodermen durch ihr Gehäuse wesentlich zur Vergrößerung des Riffes bei. Obwohl sich also die verschiedensten Tierklassen und namentlich auch Pflanzen am Riffbau beteiligen, spricht man doch kurzhin von Korallenriffen, da es in den

---

[1]) Ueber Schalen- und Kalksteinbildung. Ber. naturf. Gesellsch. Freiburg i. B. IV. 5.

[2]) On Coral Reefs and other Carbonate of Lime Formations in Modern Seas. Proc. R. Soc. Edinb. XVII. 1889/90. p. 79.

meisten Fällen Korallen sind, welche den Riffbau einleiten, wenn sie auch oft nur ein Drittel der Riffmasse bilden.

Riffbauende Korallen [1]) sind alle Astraeaceae, fast alle Fungaceae; alle Orbicellidae, ein Teil der Oculinidae und Stylasteridae, einige Caryophyllidae, Astrangidae und Stylophoridae, alle Pocilloporidae; alle Madreporidae und Poritidae, viele der Eupsammidae der Madreporacea; dazu gesellen sich von den Alcyonaria zahlreiche Arten Alcyoninae und Gorgonidae, sowie einige der Pennatulidae, ferner von den tabulaten Hydroiden die Milleporiden. Alle diese Tiere besitzen eine sehr beschränkte Verbreitung. Sie leben ausschließlich in warmen Gewässern, deren Temperatur nie unter 20° C. sinkt. Diese Gewässer haben in den Ozeanen ein trapezförmiges Verbreitungsgebiet. Ihre Polargrenze entfernt sich unter dem 20. Parallel von den Ostufern der Ozeane und erreichen unter dem 30. Parallel die Westufer [2]). Neben ihrer Breite nimmt ihre Mächtigkeit in der Richtung von Osten nach Westen in den einzelnen Ozeanen zu. An den Ostufern nur einige Meter dick, bildet das warme Wasser an den Westufern ein bis 200 m mächtiges Lager. Auf das Bereich des mindestens 30 m tiefen warmen Wassers beschränken sich die riffbauenden Korallen. Sie finden sich daher namentlich an den Westufern der Ozeane, also an den Ostküsten von Amerika, Asien, Australien und Afrika sowie längs der Inseln in den Westhälften der großen Ozeane. Sie fehlen an den Ostufern der Ozeane, wo das kalte Tiefenwasser aufsteigt [3]), also an den Westküsten Afrikas und Amerikas. Wo hingegen, wie z. B. an der Westküste Australiens, das kalte Auftriebwasser fehlt [4]), da stellen sich Korallenriffe ein, während sie am Osthorne Afrikas, wo solches Wasser

---

[1]) James D. Dana, Corals and Coral Islands. New York 1872. p. 109.

[2]) O. Krümmel, Die Temperaturverteilung in den Ozeanen. Zeitschr. f. wissensch. Geogr. VI. 1887. S. 30.

[3]) J. Y. Buchanan, On Similarities in the Physical Geography of the Great Oceans. P. R. G. S. VIII. 1886. p. 753.

[4]) Krümmel, Ozeanographie. II. S. 315.

auftritt, aussetzen. Uebrigens genügt der Hinweis auf die Temperaturverhältnisse des Meeres nicht allein, um die Verbreitung der Korallenriffe zu erklären. Es ist unverkennbar, daß der Atlantik in weit geringerem Umfange als die beiden anderen Ozeane der Schauplatz des Riffbaues ist.

Mit den Ursachen, welche die horizontale Verbreitung der riffbauenden Korallen bestimmen, hängt auch entschieden ihre äußerst beschränkte vertikale Verbreitung zusammen. Sie reichen nirgends in namhafte Tiefen herab. Der Verlauf ihrer unteren Grenze ist aber nur sehr dürftig bekannt; neuere Forschungen haben dieselbe nicht unwesentlich nach abwärts gerückt. Gaben Quoy und Gaymard einige Faden Tiefe für sie an [1]), so schätzte sie Darwin auf 36 m Tiefe [2]), während durch Guppy [3]) neuerlich riffbauende Korallen bei den Salomonsinseln in 72 m, von Basset Smith [4]) auf dem Tizardriffe im südchinesischen Meere in fast 80 m Tiefe gefunden wurden. Beide letzterwähnten Fundorte liegen im westlichen Pazifik zwischen den Parallelen von 10°, während die Paduabank nördlich der Lakkediven, wo nach einer Angabe Darwins die riffbauenden Korallen nur bis 20 m Tiefe reichen, gleich dem Floridariff, wo sie sich ebenfalls nur bis in diese Tiefe erstrecken, nahe der Nordgrenze des Korallenwachstums gelegen sind; Mauritius endlich, wo Darwin Korallen noch in etwa 40 m Tiefe fand, liegt unfern der Südgrenze. Hiernach möchte es scheinen, als ob die untere Grenze der riffbauenden Korallen sich äquatorwärts senke.

Jedenfalls halten sich die einzelnen riffbauenden Arten immer in engen Tiefengrenzen. Klunzinger konnte bei Kossēr am Roten Meere mehrere Riffzonen

---

[1]) Mémoire sur la croissement des polypes lithophytes. Annales Sc. nat. Paris. VI. 1825. p. 273.

[2]) Darwin, The Structure and Distribution of Coral Reefs. 1842. p. 80. — Dana, Corals and Coral Islands. p. 114.

[3]) Notes on the Characters and Mode of Formation of the Salomon Islands. Proc. R. Soc. Edinb. 1885/86. p. 857, 904.

[4]) The Nature. XL. 1889. p. 223.

nach zoologischem Gesichtspunkte trennen [1]). Manche Gattungen, wie Astraea, Maeandrina, Porites und viele Arten von Madrepora leben ausschließlich dicht unter dem Meeresspiegel und können sogar vertragen, eine Zeit lang während der Ebbe über demselben zu existieren, wie Guppy im Gegensatz zu Darwin neuerlich ausführte; während aber nach Guppy in den Salomonsinseln die Korallen im Bereiche der Brandung fehlen, bevorzugen sie dieselbe andererorts nach den von Langenbeck [2]) zusammengestellten Zeugnissen zahlreicher Forscher. Zweifellos ist, daß Süßwasser das Wachstum der Korallen hemmt. Sie meiden die Mündungen großer Ströme. dagegen können sie hart vor der Mündung kleiner Rinnsale in dem hier auftretenden Unterstrome fortkommen. Trübes Wasser ist ihnen gleichfalls ungünstig. Sie fehlen an den Küsten, wo die Brandung den Meeresgrund unablässig aufgewirbelt erhält. Aber sie können sich gleichwohl auf Küsten ansiedeln, an welchen Sand entlang getrieben wird, wie z. B. an der Floridaküste, im Gebiete der Palkstraße und auf der Ostküste von Madagaskar. Endlich bedürfen sie meist einer festen Fläche, um darauf zu wurzeln. Sie bevorzugen daher Felsgrund, aber sie vermögen nach Sluiter auch auf Muschelschalen Fuß zu fassen, welche auf schlammigem Boden umher liegen [3]), so daß sie nahezu auf jedem Meeresgrunde aufwachsen können, sobald die Tiefen- bezw. Temperaturverhältnisse es zulassen. Die Brandungskehle an Küsten, seichte Meeresteile oder submarine Pfeiler können daher von Korallen besiedelt werden.

Ist dies irgendwo geschehen, so wachsen die Bauten buschähnlich in die Höhe und nach den Seiten und ge-

---

[1]) Zoologische Exkursionen auf ein Korallenriff des Roten Meeres bei Kossēr. Z. G. f. E. VII. 1872. S. 20.

[2]) Die Theorieen über die Entstehung der Koralleninseln und Korallenriffe. Leipzig 1890. S. 39.

[3]) Einiges über die Entstehung der Korallenriffe in der Javasee und Branntweinsbai und über neue Korallenbildung bei Krakatau. Natuurkundig Tijdschr. voor Nederlandsch Indie. XLIX. 1890. p. 360.

stalten sich zu Stöcken aus, was bei den verschiedenen Arten verschieden rasch geschieht. Einzelne Arten wachsen jährlich mindestens 1 cm in die Höhe, andere mehr oder viel weniger. Der Meeresspiegel setzt dem Höhenwachstum eine obere Grenze; sobald dieselbe erreicht ist, kann der Stock nur noch seitlich weiterwachsen, seine mittlere Partie, welche den Meeresspiegel zuerst erreichte, stirbt ab und zerfällt, so daß er eine becherförmige oder flachtellerförmige Gestalt erhält. Derartig geformte Stöcke haben bereits Darwin, Dana, Semper[1]) und Guppy beschrieben; jüngst lenkte J. Walther von neuem die Aufmerksamkeit auf sie[2]). Von ihrem Wurzelpunkte auf- und seitwärts wachsend, ruhen manche Stöcke nur mit einem dünnen Stiele auf; derartige pilzähnliche Formen werden an der brasilianischen Küste große Hüte, Chapeirões, genannt[3]). Stoßen mehrere Chapeirões zusammen, so entsteht eine große Riffmasse, welche nur mit einzelnen Pfeilern auf dem Meeresgrunde aufruht und mächtig zusammenhängende Höhlengänge überspannt. Solcher Art sind die Riffe bei den brasilianischen Abrolhos.

Sobald eine Gruppe von Korallenstöcken bis in das Bereich der Brandung aufgewachsen ist, wird sie den Angriffen derselben ausgesetzt. Es werden von den äußeren Stöcken Aeste ab- und Stücke von selbst 20 cbm Inhalt[4]) ausgebrochen, auf die zunächst liegenden inneren geschleudert und hier zermahlen. Der entstehende Sand und Schlamm fängt sich in den Zwischenräumen seiner Unterlage und füllt dieselben aus, so daß hier ein fester Rifffelsen entsteht, über welchem das fortgesetzt ausgebrochene Material des Außenrandes allmählich einen Strandwall, bestehend aus bald verkitteten Rifftrümmern (Blockfelsen) und Korallengeröllen (Geröllfelsen), auf-

---

1) Die Philippinen und ihre Bewohner. Würzburg 1869. S. 100. (Abgedr. a. d. Zeitschr. f. wiss. Zoologie. XIII. S. 563.)

2) Die Korallenriffe der Sinaihalbinsel. Abh. math.-phys. Kl. k. sächs. Gesellsch. d. Wissensch. Leipzig. XIV. 1888. S. 471.

3) C. F. Hartt, Geology etc. of Brazil. 1870. p. 199.

4) Chambeyron, Note relative à la Nouvelle-Calédonie. Bull. Soc. de géogr. (6). IX. 1875. p. 566 (578).

baut. Mit diesem Strandwalle verknüpfen sich nicht selten Dünen, welche aus dem zusammengewehten Korallensande bestehen; auch dieser verbäckt leicht, den Sandfelsen bildend. Die außen eingerissenen Lücken werden durch nachwachsende Korallen oder durch sich ansiedelnde Nulliporen wieder geschlossen, welche letztere wie eine Kruste die der Brandung besonders ausgesetzten Riffteile überziehen. Während sich alles dies an dem äußeren Saume der Stockkolonie abspielt, sind die Stöcke im Inneren vor der Brandung geschützt und können ungestört bis zum Wasserspiegel wachsen, worauf sie sich ausschließlich seitwärts ausdehnen, sich untereinander verfilzend, ohne daß es jedoch zu einer vollständigen Ausfüllung aller Lücken kommt. Ist die gesamte Bodenfläche überwachsen, so sterben die Stöcke ab, was früher schon in dem Falle geschieht, daß der aufgeworfene Strandwall die Zufuhr frischen Seewassers zu den inneren Stöcken hindert. So sind im Laufe der Zeit alle einzelnen Stöcke miteinander verbunden, außen verkittet, innen verwachsen, was nicht ausschließt, daß manche Hohlräume und brunnenähnliche Schlote offen blieben. Das vollendete Riff besteht seewärts aus kompaktem, nach innen beziehentlich landwärts aus porösem Materiale. Aufgewachsen bis zum Meeresspiegel, kann sich dies Riff nun nur noch seewärts ausdehnen, es erhält hier eine überhängende Wandung, welche ab und zu, sobald sie zu weit überhängt, einbricht; ihre Trümmer häufen sich an der Außenseite des Riffes als eine Schutthalde an, welche für eine weitere Ausdehnung des Riffes die geeignete Basis schafft und gestattet, daß sich das Riff auf seinen eigenen Trümmern in Tiefen hinausbaut, welche sonst die Ansiedlung von Korallen unmöglich machen würden.

Auf dies Wachsen der Riffe nach auswärts haben bereits Darwin[1]), J. D. Dana[2]) und Junghuhn[3]) aufmerksam gemacht;

[1]) Coral Reefs. p. 52, 74.
[2]) Report Wilkes Exped. p. 131, 132. — Origin of Coral Reefs and Coral Islands. Am. Journ. (3). XXX. 1885. p. 169.
[3]) Java. III. S. 200.

in neuerer Zeit ist von J. Murray[1]) besonderes Gewicht darauf gelegt worden. Selbstverständlich kann die dadurch bewirkte Vergrößerung des Riffes nur eine sehr allmähliche sein. Nimmt man z. B. an, daß, ein jährlich 1 cm (d) nach außen wachsendes, 50 m (R) mächtiges Riff sich in ein 1000 m tiefes Meer hinausbaut, so muß sich dieser Zuwachs auf eine 1000 m (T) Höhe verteilen, nämlich einerseits auf die Außenseite des Riffes und andererseits auf die darunter aufgeschüttete 950 m hohe Schutthalde. Es wird daher das Riff samt Basis jährlich nur um $\left(d\frac{R}{T}\right) = \frac{50}{1000}$ cm seewärts wandern können und um ein Riff nur 1 km weit in ein 1000 m tiefes Meer hinauszuschieben, wäre ein Zeitraum von 2 000 000 Jahren nötig. Nimmt man dagegen an, daß ein Riff im Jahr fünfmal langsamer nach aufwärts wächst als eben für das Wachsen nach außen angenommen wurde, also nur 0,2 cm im Jahre aufwärts wächst, was nach Guppys[2]) Beobachtungen etwa dem Wachstume des Keelingriffes entspricht, so würde bei fortgesetztem Aufwärtswachstume bereits in 500 000 Jahren ein 1000 m mächtiges Riff entstehen. Man ersieht hieraus, daß von dem Augenblicke an, in welchem ein Riff den Meeresspiegel erreicht hat, sein Wachstum ein minimales wird und sich um so mehr verlangsamt, in je tieferes Wasser es sich hinausbaut.

Anhang: Die Mangrovenwälder.

Der Riffbau bezeichnet den wirksamsten Schutz der Küsten vor den Angriffen der Brandung und zugleich den einzigen, denn mit Ausnahme der Riffküsten bleiben alle Gestade ungeschützt vor den Wogen und namentlich fehlt eine Vegetation, welche das von den Wellen fortwährend hin und her geworfene Strandgeschiebe festhielte. Der Pflanzenwuchs flieht den Strand und dort, wo von Küstenvegetation die Rede ist, bezieht er sich auf die Binnenküste. Hier sind es in den mittleren und höheren Breiten namentlich Gräser, welche sich auf dem zwischen Wasser und Land strittigen Areale ansiedeln, während in den Tropen hier die Mangroven wurzeln.

Die Mangroven sind durchweg an die Nähe des

[1]) On the Structure and Origin of Coral Reefs and Islands. Proc. R. Soc. Edinb. X. 1879/80. p. 505.

[2]) The Cocos Keeling Islands. Scott. geogr. Mag. V. 1889. p. 281 (580).

Salzwassers gebunden, sie bevorzugen die Gebiete, wo sich letzteres mit dem Süßwasser mischt und wo ein beträchtlicher Gezeitenwechsel ihnen eine zeitweilige Ueberspülung ihres Bodens mit Meerwasser sichert; Flußmündungen sind ihre beliebten Standorte, nirgends aber kommen sie im Bereiche der Brandung vor [1]) und wo sie an das Meer unmittelbar herantreten, wie z. B. an der Ostküste Sumatras, da geschieht dies an ruhigen Meeren ohne große Wellenbewegung. In den Aestuaren sowie den Küstenlagunen fällt den Mangroven die wichtige Rolle zu, junge Anschwemmungen zu befestigen, wozu sie durch ihre eigentümliche Organisation besonders geeignet sind. Ihre Samen, die schon, bevor sie abgefallen sind, Keime getrieben haben, vermögen binnen drei Tagen im weichen Boden Wurzeln zu schlagen und solche senkt der bis 20 m Höhe erreichende Baum noch während seines weiteren Wachstums herab, so daß er wie auf einem Gestelle zu stehen kommt. Zwischen diesen zahlreichen Wurzeln fangen sich die Sedimente der Flüsse in den Aestuaren, jede von der Ebbe entblößte Wattenbank wird also fixiert und in ihrem Wachstum befördert, so daß leicht neue Inseln entstehen [2]). Bereits drei Jahre nach der Eruption des Krakatau hatten sich dort Mangroven angesiedelt [3]).

Die Verbreitung dieser landbildenden Mangroven hat große Aehnlichkeit mit der der riffbauenden Korallen, in deren Schutz sie gern gedeihen. Ihr Hauptverbreitungsgebiet ist der Pazifik. Sie bilden hier eine gattungs- und artenreiche Florengenossenschaft, die am Westgestade des Ozeans ihre weiteste Ausdehnung erreicht. Die Mangroven erstrecken sich hier bis zu den Liu-Kiu, im Süden in einer Art sogar bis zur Chatham-Insel, während ihr Areal auf der Ostseite des Ozeans eingeengt ist; sie fehlen auf

---

[1]) K. Goebel, Pflanzenbiologische Schilderungen. I. Teil. Nr. 2. Ueber einige Eigentümlichkeiten der südasiatischen Strandvegetation. S. 111. — G. Karsten, Ueber die Mangrovevegetation im Malayischen Archipel. Bibliotheca botanica. Heft 22. 1891. S. 5. — A. F. W. Schimper, Die indomalayische Strandflora. 1891.

[2]) D. F. Weinland, Westindische Inselbildung durch Rhizophora Mangle. Neues Jahrb. f. Min. u. Geolog. 1860. S. 213.

[3]) A. F. W. Schimper, Die Strandflora. S. 185.

den Marquesas und Sandwichinseln. Groß ist auch ihre Entwickelung im Indischen Ozeane, wo sie die Ostküsten Afrikas bis nach Natal besiedeln und selbst in das Rote Meer und den Persergolf eindringen. Spärlich ist die atlantische Mangrovenflora. Sie wird nur von vier Arten gebildet, die sich allerdings zu hohen Bäumen entwickeln; ebenso wie die Westküste Afrikas der Korallen entbehrt, so ist sie auch sehr arm an Mangroven, welche im östlichen Amerika reichlicher entwickelt sind. Namentlich das südliche Florida birgt hier Mangrovenwälder. Nach N. S. Shaler[1]) haben dieselben viel zur Verlandung der Everglades beigetragen und ihr dichtes Wachstum soll hier die Entwässerung des Hinterlandes vielfach erschweren.

7. Bewegungen der Küstenlinie.

a) Schwankungen des Meeresspiegels.

Bestreben sich Brandung, Küstenströmung und Flußanschwemmungen den Verlauf der Küstenlinie in der Horizontalen stetig zu verschieben, so ist auch ihre Lage in der Vertikalen Aenderungen unterworfen. Nur selten ist dieselbe fest, meist beschreibt sie Bewegungen nach aufwärts, welche Ed. Sueß positive nannte, oder nach abwärts, welche Sueß als negative bezeichnete[2]). Im ersteren Falle taucht das Land unter, im letzteren hebt es sich oder taucht auf.

Diese Bewegungen der Küstenlinie führen sich entweder auf solche der Kruste oder auf solche des Meeresspiegels oder endlich auf das Zusammenwirken beider zurück. Außerdem können sie durch örtliche Massenbewegungen verursacht sein. Die Bewegungen der Erdkruste im Bereiche der Küstenländer sind nicht anders als die überhaupt auf dem Lande sich abspielenden tektonischen Vorgänge, man kann Verbiegungen, Verwerfungen und Faltungen unterscheiden, welche mutmaßlich auch auf dem Meeresgrunde vorkommen. Jede Geosynklinalen-, Graben- oder Muldenbildung muß ein Unter-

---

[1]) General Account of the Fresh-Water Morasses of the U. S. Xth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1888/89. Pt. I. p. 261, 291.

[2]) Ueber die vermeintlichen säcularen Schwankungen einzelner Teile der Erdoberfläche. Verh. k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien. 1880. S. 171.

tauchen der betroffenen Küsten verursachen, was sich in einer positiven Bewegung der Strandlinie äußert. Andererseits werden Geoantiklinalen, Horste und Sättel, wenn sie in einem Küstenlande entstehen, ein Auftauchen des Landes, also eine negative Bewegung der Küstenlinie hervorrufen.

Das Unter- oder Auftauchen ganzer Länder bez. die positiven und negativen Bewegungen der Küstenlinie sind aber in vielen Fällen auch die Folge selbständiger Bewegungen des Meeresniveaus. Dieselben treten im wesentlichen aus dreierlei Ursachen auf, nämlich infolge von Aenderungen in der Größe der Meeresräume, der Menge des Meerwassers und der Gestalt des Meeresspiegels.

Die Größe der Meeresräume ändert sich infolge tektonischer Vorgänge und der ständigen Sedimentzufuhr der Flüsse. Jedwelche Krustenbewegung, welche am Meeresboden stattfindet, verkleinert oder vergrößert das Gefäß, in welchem sich das Meerwasser befindet und macht letzteres steigen oder sinken. Soviel Sediment als in die Meere geschüttet wird, soviel Wasser wird in denselben verdrängt und wenn in 12400 Jahren die gesamte Landoberfläche durch die Denudation um 1 m erniedrigt wird, so muß der Meeresspiegel in 32200 Jahren infolge der erfolgten Zuschüttung der Meeresräume um 1 m steigen.

Dies Ansteigen hat eine bestimmte obere Grenze, welche dann erreicht wird, wenn alles Land abgetragen ist. Dann steht der Meeresspiegel im mittleren Niveau der unteren Grenze der Atmosphäre, also nach Bd. I. S. 165 um 203 m höher als heute. Dagegen lassen sich keine Grenzwerte für die Variabilität des Meeresniveaus infolge tektonischer Vorgänge bestimmen. Irgend ein derartiges Anschwellen des Meeresspiegels setzt Hebungen des Meeresgrundes voraus. Bestehen dieselben in der Aufwölbung einzelner Ketten oder dem Aufpressen von Horsten, so wird der Gesamteffekt nur eine verhältnismäßig geringe Wasserverdrängung und eine unbedeutende positive Bewegung der Strandlinie sein. Anders verhält es sich aber, wenn ausgedehnte Aufbiegungen des Meeresgrundes eintreten, dann können namhaftere Anschwellungen

des Spiegels erfolgen. In entsprechender Weise verhält es sich mit den Senkungen am Meeresgrunde, welche ein Sinken des Niveaus verursachen.

Wenn die sinkenden Krustenbewegungen auf der Erde vorherrschen, so erfolgt bei tektonischen Veränderungen der Meeresräume im wesentlichen ein Sinken des Wasserspiegels, also das Gegenteil der Niveauveränderung durch die Sedimentation. Aber jenes Sinken der Meere muß nicht unbedingt an den Küsten in einer Strandlinienverschiebung sichtbar werden. Denn sinken alle Krustenteile, sowohl die festländischen als auch die ozeanischen gleich rasch, so sinkt mit dem Meeresspiegel das Ufer um den gleichen Betrag und die Strandlinie bleibt so gut wie unverändert. Sinken die ozeanischen Krustenteile mehr als die kontinentalen, so sinkt der Wasserspiegel mehr als die Ufer, diese tauchen auf, die Bewegung der Strandlinie wird negativ. Umgekehrt, wenn die Kruste unter den Festländern schneller sinkt als unter den Meeren, dann sinken die Ufer mehr als der Wasserspiegel, sie tauchen unter denselben unter, die Bewegung der Strandlinie wird positiv. Das gegenseitige Verhältnis ozeanischer und kontinentaler Krustenbewegung bestimmt, ob eine allgemeine zentripetale Bewegung des Meeresniveaus von einer positiven oder negativen Bewegung der Strandlinie oder selbst von einer stabilen Lage derselben begleitet ist.

Es ist bereits dargethan worden, daß die subaërischen und subozeanischen Teile der Kruste einen verschieden starken Wärmeverlust erfahren und daher verschieden rasch sinken. Vom eiskalten Tiefenwasser überspült, wird der Meeresgrund stärker abgekühlt als das Land, dementsprechend sinkt er rascher ein als die festländischen Teile und das Nachrücken des Meeresspiegels ist von negativen Bewegungen der Strandlinie begleitet. Es ist aber auch denkbar, daß bei geänderten Erwärmungsverhältnissen oder bei einer anderen Konfiguration der Meeresräume am Boden der Ozeane höhere Temperaturen herrschen als gegenwärtig.

Wenn z. B. einmal, was möglich, allgemein am Meeresboden Temperaturen herrschen wie jetzt z. B. am Boden des Mittelmeeres, dann wird die Temperatur des Meeresgrundes erhöht und der Wärmeverlust der darunter befindlichen Kernpartieen gemindert. Es verlangsamt sich das Sinken der ozeanischen Schollen und ihre Erwärmung von oben her dehnt sie zugleich aus. Es kann dann eintreten, daß die ozeanischen Krustenteile langsamer als die kontinentalen sinken und daß die Küsten unter das Meer tauchen. Eine allgemeine positive Bewegung der Strandlinie, eine Transgression des Meeres macht sich dann geltend.

Eine solche Transgression muß nach der großen Eiszeit eingetreten sein. Während derselben war das kalte Tiefenwasser jedenfalls weit mehr als heute verbreitet, wurde es doch im gesamten Nordatlantik und im östlichen Teile des Nordpazifik durch Gletscherwasser gespeist. Die seither auf großen Strecken des ozeanischen Bodens stattgefundene Temperaturerhöhung muß eine allgemeine positive Strandlinienverschiebung bedingt haben; dieselbe wird ein Maximum dann erreichen, wenn an den Polen die Eisbildung überhaupt aufhört und die Temperatur des ozeanischen Bodenwassers etwa 5—6° beträgt. Die Annahme wechselnder wärmerer und kälterer Perioden in der Erdgeschichte, welche die Periodizität in der Gebirgsbildung und in den vulkanischen Erscheinungen zu erklären vermag, kann zur Erklärung großer allgemeiner Anschwellungen oder Rückzüge des Meeres dienen, wie solche manche geologische Epochen ausgezeichnet haben, unter der Voraussetzung, daß durch sie das Ausmaß des Abstandes zwischen mittlerem Niveau der Meere und Festländer vergrößert oder verkleinert wurde.

Schwankt der Meeresspiegel infolge von Veränderungen in der Größe der Meeresräume, so schwankt er auch infolge von Veränderungen im Wasservolumen der Meere. Ist dasselbe auch nicht wesentlich durch den wechselnden Wasserdampfgehalt der Luft beeinflußt, so spielt die Menge des auf dem Lande in fester und flüssiger Form gelagerten Wassers eine um so wesentlichere Rolle. Während der Eiszeit waren in Nordamerika 20721000 qkm, in Nordeuropa 7138000 qkm vergletschert. Schätzt man die mittlere Eismächtigkeit auf 1 km, so waren dem Meere mindestens 25630000 cbkm Wasser entzogen und sein Spiegel mußte unter Berücksichtigung der Verjüngung der ozeanischen Räume 71 m tiefer stehen als heute; wird angenommen, daß gleichzeitig die antarktische Vergletscherung ausgedehnter war, so muß seit der letzten Glacialzeit der Meeresspiegel um einen noch stattlicheren Betrag gestiegen sein, und zwar,

wenn der Gletscherrückzug schrittweise erfolgte, gleichfalls ruckweise. Nicht unbedeutend ist die Wassermenge, welche in den Binnenseen auf dem Lande liegt. Es wurde oben (Bd. I, S. 186) der Abstand zwischen der festen Kruste und der unteren Grenze des Luftmeeres auf 20 m geschätzt, das ist die mittlere Höhe der Binnenwasser auf dem Lande. Dem Meere zurückgegeben, werden dieselben dessen Spiegel um 8 m erhöhen. Dabei sind aber keineswegs alle Wannen und Senken der Landoberfläche mit Wasser voll gefüllt und es wurde der größtmögliche Abstand der unteren Grenze der Atmosphäre von der Kruste auf dem Lande zu 40 m geschätzt. Es müsste das Meer um 8 m sinken, wenn seine Wasser noch alle leeren Wannen und Senken der Landoberfläche füllen sollten; würde doch lediglich die Erfüllung der kaspischen Depression den Spiegel des Ozeanes um fast 4 cm sinken machen. Während der Eiszeit waren nicht bloß die Gletscher, sondern auch die Binnenseen namhaft größer; waren damals viele große Wannen und Binnensenken mit Wasser erfüllt, so stand der Meeresspiegel damals aus diesem Grunde noch um 8 m tiefer als oben berechnet.

Klimatische Veränderungen, wie solche die Eiszeit hervorriefen, vermögen also nicht bloß durch Beeinflussung der Temperatur des Meeresbodens, sondern auch durch Fesselung des Wassers an die Landoberfläche nicht unbeträchtliche Schwankungen des Meeresniveaus hervorzubringen; jedenfalls muß auf Gletscherzeiten stets eine positive Bewegung der Küstenlinie gefolgt sein. Auch tektonische Vorgänge können im Vereine mit klimatischen Ursachen Veränderungen im Volumen der Ozeane hervorbringen. Man denke sich nur die Straße von Gibraltar durch eine Hebung geschlossen. Dann vermag sich das abgesperrte Mittelmeer nicht mehr im Niveau des Ozeanes zu halten; sein Spiegel sinkt infolge des Uebermaßes der Verdunstung und seine Wasser werden teilweise dem Ozeane zurückgegeben. Sinke sein Spiegel z. B. um 500 m, so hebt sich der des Ozeanes um etwa 3,5 m.

Inwiefern neben derartigen immer nur zeitweiligen, hauptsächlich durch klimatische Ursachen bedingten Schwankungen des Meeresvolumens noch konstante Aenderungen durch dauernde Wasserentnahme erfolgen, ist schwer zu entscheiden. Unbestreitbar wird zwar bei der Verwitterung vieler Gesteine Wasser gebunden, aber Wasser wird auch bei vulkanischen Eruptionen aus der Tiefe gefördert. Jedenfalls kann eine dauernde Wasserentnahme aus dem Ozeane nur sehr langsam erfolgen. Ihre Wirkung auf dessen Spiegel in kürzeren Zeiten wird wohl dadurch ganz oder teilweise aufgehoben, daß die Meeresräume infolge des Einsinkens der Kruste kleiner werden und aus diesem Grunde die Wasser in ihnen konstant steigen müssen.

Auch die Gestalt des Meeresspiegels ist Veränderungen unterworfen. Als Niveaufläche steht er senkrecht zur Resultanten aller auf ihn wirkenden Kräfte, nämlich der Anziehung der Erde und der Fliehkraft. Jede Aenderung in der Massenverteilung innerhalb der Erdkruste, alle Krusten- und Massenbewegungen haben demnach Aenderungen in der Gestalt des Meeresspiegels und dementsprechend Bewegungen der Küstenlinie zur Folge.

Zöppritz[1]) hat gezeigt, daß bei Hebung eines Kontinentes von der Größe Südamerikas das umgrenzende Meer rund um $^1/_3$ des Betrages der Hebung steigt. Die Küstenlinie beschreibt also in der Folge der Hebung eine negative, infolge der gesteigerten Attraktion des Landes eine kleinere positive Bewegung, ihre gesamte Bewegung ist negativ, jedoch nur $^2/_3$ von der der wirklich stattgefundenen Hebung. Massen, welche an der Küste abgelagert werden, z. B. von größeren Entfernungen herbeigeführte Flußanschwemmungen, vergrößern die Anziehung des Landes auf das benachbarte Meer und machen dessen Spiegel hier anschwellen. Ein auf einer unter 4° geneigten Unterlage 100 km weit in ein Meer hinausgebautes Delta bewirkt eine Anschwellung des Meeresspiegels um 1,585 m, während es durch Verdrängung die Wasser um höchstens einige Centimeter steigen macht. Es überwiegt in diesem Falle die örtliche Anschwellung durch Deformation die allgemeine durch Verdrängung; beide Ursachen bewirken aber nur eine äußerst geringfügige Bewegung der Strandlinie. Beträchtlicher ist dieselbe dort, wo die von den Flüssen herbeigeführten Schuttmassen gleichmäßig zur Erhöhung des Bodens eines abgeschlossenen Meeres beitragen; eine allgemeine Bodenerhöhung des

---

[1]) Ueber Schwankungen des Meeresspiegels infolge geologischer Veränderungen. Pogg. Ann. N. F. XI. 1880. S. 1016.

arktischen Meeres bewirkt durch Deformation eine Anschwellung des Meeres an den Küsten um ein Elftel ihres Betrages, sowie durch Verdrängung eine solche um ein Achtzehntel ihres Betrages.

Werden große Wassermassen in Gestalt von Eis auf die Länder gelagert, so hat auch dieses Deformationen des Meeres zur Folge [1]). Jede große Vergletscherung bewirkt rings um sich herum Lotablenkungen und eine Anschwellung des Meeresniveaus, welch letztere sich bis zu einem Abstande von 60—70° von ihrem Zentrum erstreckt und weiterhin durch eine Senkung jenes Niveaus ersetzt wird. Je größer das Areal der Vereisung, desto mehr wirkt die infolge der Wasserentziehung verursachte Senkung des Meeres der Hebung durch Attraktion entgegen. Wenn sehr große Vergletscherungen von den Maßen der diluvialen gleichzeitig auftreten, dann überwiegt überall der Betrag der Senkung durch Wasserentziehung jenen der Hebung durch Deformation und es steht allenthalben der Meeresspiegel tiefer als gegenwärtig, allerdings nahe den Vereisungen weniger als in den Antipodenpunkten derselben. Es geht dies aus den Berechnungen von H. Hergesell [2]), E. v. Drygalski [3]) und R. S. Woodward [4]) übereinstimmend hervor.

Jede Bewegung des Meeresspiegels infolge von Veränderungen in der Größe der Meeresräume und der Wassermenge des Ozeans sollte an allen Küsten gleich große Bewegungen der Strandlinie verursachen, welche von E. Sueß [5]) als eustatische bezeichnet wurden. Da aber beide Vorgänge die Massenverteilung auf der Erdkruste ändern, so bewirken sie zugleich Deformationen des

---

[1]) James Croll, Climate and Time. London 1875. p. 368. — Penck, Schwankungen des Meeresspiegels. Jahresber. d. geogr. Gesellsch. München. VII. 1880/81. S. 47.

[2]) Ueber die Aenderung der Gleichgewichtsflächen der Erde durch die Bildung polarer Eismassen und die dadurch verursachten Schwankungen des Meeresniveaus. Gerlands Beiträge zur Geophysik. I. Stuttgart 1887. S. 59.

[3]) Die Geoiddeformationen der Eiszeit. Z. G. f. E. Berlin. XXII. 1887. S. 169.

[4]) On the Form and Position of the Sea Level. Bull. U. S. Geolog. Survey. Nr. 48. Washington 1888.

[5]) Das Antlitz der Erde. II. 1888. S. 680.

Meeresspiegels, welche die allgemeine Verschiebung desselben regional stören, so daß sich niemals auf der gesamten Erde überall gleiche Beträge der Bewegung der Küstenlinie zeigen können.

Neben der Anziehung der Erde wirkt auf das Meeresniveau auch jene der Nachbargestirne, jene Deformationen verursachend, welche man Gezeiten nennt. Infolge der Achsendrehung und fortschreitenden Bewegung der Erde im Raume, sowie der Eigenbewegung des Mondes ändert sich die Lage jener Deformation von Augenblick zu Augenblick, so daß eine Wellenbewegung des Wasserspiegels eintritt. Hierbei beschreiben die einzelnen Wasserteilchen oszillatorische Bahnen und erfahren daher keine dauernde Ortsveränderung. Eine allerdings oft behauptete Versetzung der Meere durch die Gezeiten[1]), eine allmähliche Wasseransammlung auf jener Halbkugel, welche das Gezeiten erregende Gestirn am längsten über sich hat, findet ebensowenig statt, wie eine Erhöhung des Meeresniveaus durch Windwellen.

Aenderungen in der Rotationsdauer und in der Lage der Rotationsachse beeinflussen Größe oder Richtung der Fliehkraft und rufen daher auch Deformationen des Meeresspiegels hervor. Allein sie wirken nicht bloß auf das Wasser der Ozeane, sondern auch auf die gesamte Erdmasse. Ist letztere zu träge, um den momentanen Ortsveränderungen der die Gezeiten erregenden Kräfte in dem Maße wie das Wasser zu folgen, so gibt sie andererseits allen Aenderungen in den konstant in gleicher Richtung auf sie wirkenden Kräften nach und wird durch dieselben deformiert, wie bereits Bd. I, S. 461 ausgeführt wurde. Werden aber Kruste und Meeresspiegel in gleichem Umfange deformiert, so kommt es zu keiner Verschiebung der Strandlinie. Freilich, eine vollkommen gleichmäßige Deformation von Kruste und Meeresniveau wird sich wohl kaum je ereignen, da erstere

---

[1]) Vergl. die Arbeiten von H. Schmick, zusammengestellt und zusammengefaßt in: Kurze Darlegung der Lehre von einer säkularen Umsetzung der Meere. Geogr. Jahrb. V. 1874. S. 236. — Siehe auch v. Wex, Periodische Meeresanschwellungen an den Polen und am Aequator. Wien 1891.

aus einzelnen starren Schollen besteht, von denen die einen leichter, die anderen schwerer der Deformation folgen. Daher werden sich denn Gestaltsveränderungen des Meeresspiegels bei Rotationsänderungen in ungleichmäßigen Verschiebungen der Küstenlinie äußern, welche allerdings eine bestimmte regionale Entwickelung zeigen werden. Bei Aenderungen in der Rotationsdauer werden die Aequatorialregionen vorwiegend positive oder negative Bewegungen der Küstenlinie zeigen, die Polargebiete die gegenteiligen, falls die Kruste nicht vollständig sich der geänderten Abplattung anpaßt. Finden Verschiebungen der Erdachse statt, so äußern sich dieselben namentlich in mittleren Breiten, und zwar derart, daß die eine Hälfte einer Hemisphäre stets die entgegengesetzten Bewegungen der Strandlinie aufweist als die andere und die angrenzende Hälfte der anderen Hemisphäre.

Wenn, wie nach Bd. I, S. 462 wahrscheinlich, während der Eiszeit die Länge des Tages um 1 Sekunde geringer war als heute, mußte die Aequatorialausbauchung der Erde um ¼ m größer sein als heute, und wenn die Anpassung der Kruste minder vollständig als die des Meeresspiegels war, hatte man in den Aequatorialregionen eine geringe positive, in den Polargebieten eine geringe negative Bewegung der Strandlinie. Wenn ferner unter dem Einflusse der großen nordeuropäischen und nordamerikanischen Vergletscherung der Nordpol im Meridiane 139° östl. Gr. um 270″ südwärts verschoben war, so hatte man im nördlichen Pazifik an den japanischen Küsten ein Sinken von Kruste und Meeresniveau von 28 m, an der Küste von Victoria und Südaustralien dagegen ein Anschwellen beider um diesen Betrag; dieselbe Erscheinung trat im Nordatlantik zwischen den Azoren und Neufundland ein, während an den Küsten von Südamerika Senkungen stattfanden, welche südlich der La Plata-Mündung ihren größten Betrag aufwiesen. So mußte denn aus den verschiedensten Ursachen während der Eiszeit der Meeresspiegel eine andere Lage haben als heute. Man kann daraus entnehmen, in welch hohem Maße Klimaschwankungen die Küstenlinie zu verschieben vermögen.

Besitzt zwar der Meeresspiegel im großen und ganzen die Lage einer Niveaufläche, so weicht er im einzelnen doch von einer solchen ab. Nicht bloß wird er durch den Wind in stetige Wellenbewegung versetzt, sondern auch durch denselben an den Ufern, namentlich in Buchten schräge gestellt. Es lastet auf dem Meere die

Atmosphäre und Druckunterschiede derselben rufen Veränderungen in seinem Niveau hervor[1]). Unter einem barometrischen Minimum sollte der Meeresspiegel höher stehen als an Orten normalen Luftdruckes. Endlich ist das Meerwasser nicht allenthalben von gleichem spezifischen Gewicht und minder hohe Wassersäulen von größerem spezifischen Gewicht können höheren Säulen geringeren Gewichtes das Gleichgewicht halten. Salzarme Meere werden daher ein höheres Niveau besitzen als solche mit großem Salzgehalte. Die durch alle diese Ursachen hervorgerufenen Niveaudifferenzen einzelner Teile des Weltmeeres haben Strömungen zur Folge, welche sich bestreben sie auszugleichen. Ist der Meeresspiegel durch den Wind schräge gestellt, so ist das Gleichgewicht benachbarter Wassersäulen gestört, das durch einen Unterstrom wieder hergestellt wird. Wo Luftdruckdifferenzen oder Verschiedenheiten des Salzgehaltes verschieden hohe Niveaus bedingen, da erhält der Meeresspiegel streckenweise ein Gefälle, in dessen Richtung die Wasser oberflächlich abfließen. Dadurch wird das Gleichgewicht gestört, behufs dessen Ausgleich sich Gegenströmungen in der Tiefe entwickeln[2]). Diese Strömungen und Gegenströmungen heben alle die aus hydrostatischen Gründen anzunehmenden Niveaudifferenzen bis auf jenen Betrag auf, welcher nötig ist, um einen Abfluß überschüssiger Wassermassen und einen Zufluß zu den Stellen stetiger Wasserentziehung zu ermöglichen. Bei der großen hydraulischen Tiefe des Meeres genügt ein ganz minimales Gefälle schon, um sehr große Wassermassen in Bewegung zu setzen. Die ständigen Niveaudifferenzen zwischen einzelnen Meeresteilen sind so unbedeutend, daß sie zur Erklärung irgend wie nennenswerter Bewegungen der Strandlinie nicht herbeigezogen werden können.

---

[1]) Vergl. hierzu S. Günther, Luftdruckschwankungen in ihrem Einflusse auf die festen und flüssigen Bestandteile der Erdoberfläche. Gerlands Beiträge zur Geophysik. II. 1894. S. 71 (130).

[2]) Vergl. Mohn, Die Strömungen des europäischen Nordmeeres. E.-H. 79. P. M. 1885.

Das Ausmaß dieser Niveaudifferenzen ist bislang nur von den europäischen Meeren ermittelt. Ch. Lallemand[1]) teilt folgende Tabelle mit:

Höhen des Meeresspiegels an den europäischen Küsten in Bezug auf das Mittelwasser des Mittelmeeres bei Marseille.

Adria:	
Triest	+ 2 cm
Venedig	− 5
Porto Corsini	− 4
Ancona	− 8
Ligurisches Meer:	
Livorno	− 6
Spezia	− 1
Genua	− 5
Savona	− 2
Nizza (Medimaremeter)	− 6
Golf du Lion:	
Marseille (Maregraph)	0
Cette (Medimaremeter)	0
Port Vendres „	+ 3
Atlantik:	
St. Jean de Luz (Medimaremeter)	+ 15
Biarritz (Medimaremeter)	+ 13
Les Sables d'Olonne (Medimaremeter)	− 20
Quiberon (Medimaremeter)	− 1
Camaret (Medimaremeter)	− 9 cm
Brest (Maregraph)	+ 2
Kanal:	
Cherbourg (Maregraph)	+ 5
Le Havre „	+ 1
Boulogne	0
Nordsee:	
Ostende	− 16
Vlissingen	− 7
Brouwershaven	− 8
Ijmuiden	− 5
Der Helder	− 4
Elburg (Zuydersee)	+ 7
Amsterdam „	− 1
Holingen	+ 1
Delfzijl	− 1
Cuxhaven	− 3
Ostsee:	
Travemünde	− 9
Warnemünde	− 4
Swinemünde	− 2
Neufahrwasser	− 1
Pillau	− 8

Diese Tabelle lehrt, daß die wirklichen Wasserstände keineswegs den Höhenunterschieden von Wassersäulen gleichen Gewichtes entsprechen. Eine 40 m hohe Säule von Nordseewasser (spez. Gew. 1,0266) kann einer 40,7 m hohen Säule der westlichen Ostsee (spez. Gew. 1,0077) das Gleichgewicht halten; danach könnte die westliche Ostsee 70 cm über dem Nordseespiegel stehen, aber die Niveaudifferenz Swinemünde-Cuxhaven beträgt + 1 cm und es steht die Ostsee tiefer als die von Gezeiten bewegte Nordsee. Eine 2000 m hohe Wassersäule im Golf du Lion würde einer 2003 m hohen Wassersäule des Atlantik das Gleichgewicht halten können,

[1]) Note sur l'unification des altitudes européennes. Verhdgn. d. Konf. d. perm. Komm. d. internat. Erdmessung. 1890. Berlin 1891. S. 181.

aber das Mittelmeer steht bei Marseille nicht 3 m, sondern nur 0,13 m tiefer als der Atlantik bei Biarritz. Klimatische Veränderungen im Mittelmeergebiete, z. B. eine Mehrung der Zufuhr süßen Wassers, würden daher nur eine sehr unbedeutende Bewegung der Strandlinie zur Folge haben können, und ebenso würde eine Minderung der Süßwasserzufuhr in der Ostsee die Lage von deren Spiegel kaum beeinflussen. In sehr engen Grenzen halten sich daher auch die Wasserstandsänderungen an den Küsten, welche durch den infolge der Süßwasserzufuhr wechselnden Salzgehalt hervorgerufen werden [1]).

b) Hebungen und Senkungen des Landes.

Die Frage, inwieweit die Verschiebungen der Strandlinie außer durch Schwankungen des Meeresspiegels auch durch Hebungen des Landes bedingt werden, ist seit einem Jahrhundert namentlich anläßlich der Erscheinungen an der schwedischen Küste diskutiert. Hier hat man seit dem Schlusse des siebenzehnten Jahrhunderts an manchen Stellen einen beträchtlichen Landzuwachs, an andern das Auftauchen von Klippen und Inseln wahrgenommen. Bereits in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts brachte man Felsmarken an, um an denselben das Zurücktreten des Meeres feststellen zu können. Dieselben sind seither wiederholt besucht worden, und wiewohl die Ostsee als beinahe abgeschlossener Meeresteil eine stark ausgesprochene jährliche Schwankung besitzt, so stimmen alle Beobachter der Felsmarken in der Feststellung des Auftauchens des Landes überein. Dasselbe erhellt endlich auch aus den aus neuerer Zeit datierenden Pegelablesungen. Dieselben sind aber von zu kurzer Dauer, um den Betrag der Hebung genauer erkennen zu lassen. Schärfer erhellt derselbe aus den Beobachtungen an den Felsmarken; nach der neuesten Zusammenstellung von Leonhard Holmström [2]) handelt es sich hier um folgende Niveauveränderungen:

---

[1]) Vergl. hierzu Eduard Brückner, Die Schwankungen des Wasserstandes im Kaspischen Meer u. s. w. Ann. der Hydrographie. XVI. 1888. S. 65. — Ueber Geschwindigkeit der Gebirgsbildung und Gebirgsabtragung. Himmel und Erde. VI. 1893. S. 1.

[2]) Om strandliniens förskjutning å Sveriges kuster. Kgl. Svenska vetensk. Akad. Handlingar. XXII. Nr. 9. Stockholm 1888.

Hebung der skandinavischen Küsten nach Holmström.

A. Westküste.

		Jahre		Hebung in cm im ganzen	Hebung in cm jährlich
Södra Helsö . .	58° 56′	1820—1886 =	66	36	0,55
		1820—1870	50	30	0,60
Väderöarne . . .	58 35	1804—1867	63	70	1,11
Marstrand . . .	57 53	1770—1886	116	55	0,48
		1821—1867	46	16	0,35

B. Ostküste.

		Jahre		im ganzen	jährlich
Landsort	58° 45′	1800—1867	67	30	0,45
		1822—1867	45	0	0,00
Stockholm . . .	59 19	1774—1875	101	48	0,47
		1825—1875	50	18	0,36
Vedlösa	59 51	1820—1867	47	40	0,85
Svartklubben . .	60 11	1820—1869	49	— 22	— 0,45
Gräsön	60 18	1820—1869	49	30	0,61
Löfgrundet . . .	60 45	1731—1870	139	117 (?)	0,84
		1785—1870	85	31	0,36
		1820—1869	49	31	0,63
St. Olofs Sten .	60 50	1820—1869	49	27,5	0,56
Notholmen . . .	61 56	1821—1869	48	31	0,65
Barsviken . . .	62 28	1821—1869	48	52	1,10
Ulfön	63 00	1795—1867	72	80	1,11
		1822—1867	45	33	0,73
Ratan	64 00	1749—1869	120	111	0,95
„ oder				(126)	(1,05)
		1822—1869	47	37	0,79
Storrebben . . .	65 15	1750—1884	134	141,5	1,05

C. Finnland.

		Jahre		im ganzen	jährlich
Bergö, Granöskaten	63° 00′	1775—1886	131	126	0,96
		1821—1886	65	41	0,63

Hiernach hat man es an der schwedischen Küste mit verschiedenen Beträgen des Zurückweichens der Küste und zwar im Norden bei Ost- und Westquarken um 1 cm jährlich, südlich der Ålandinseln nur um 0,6 cm, in Südschweden endlich um einen minimalen Betrag zu thun.

Dies weist auf eine entschiedene Deformation des alten Meeresstrandes hin; derselbe hat gegenüber dem heutigen ein deutliches Gefälle von 0,002 ‰ erhalten, was nach den einleitenden Bemerkungen nicht durch eine Schwankung des Meeresspiegels, sondern nur durch eine Krustenbewegung erklärt werden kann. Die Bewegung der Strandlinie deutet auf die Bildung einer flachen Geoantiklinale, welche vom Skager Rak nach dem Bottnischen Golfe, also parallel der skandinavischen Westküste streicht, und als ein Nachklang zu den Aufbiegungen erscheint, welche ganz Skandinavien gleich dem östlichen Nordamerika seit der Eiszeit erlitten hat. Auch diese Aufbiegung erreichte ihr Maximum zwischen Skager Rak und Bottnischem Busen, wie de Geer[1]) durch Konstruktion von Linien gleicher Hebung, Isoanabasen oder allgemein Isobasen gezeigt hat.

Von einer Aufzählung aller der verschiedenen, über die Hebungserscheinungen Schwedens geäußerten Ansichten kann hier um so eher abgesehen werden, als dieselben den Vorwurf einer monographischen Darstellung R. Siegers[2]) bilden. Es sei nur erwähnt, daß man ursprünglich geneigt war, das Rückweichen des Strandes auf einen wirklichen Rückzug des Meeres zurückzuführen, das ist die Ansicht von Hjärne, Swedenborg (1719), Celsius (1743) und Linné, daß man später von Hebungen des Landes redete. Dies geschah von Runeberg (1765), mit besonderer Klarheit (1802) von Playfair[3]), bald darauf (1810) von L. v. Buch[4]), später von James Johnston[5]) und Charles Lyell[6]). Die ältere Ansicht hat jüngst Eduard Sueß[7]) wieder

---

[1]) Om Skandinaviens nivåförändringar under quartärperioden. Geolog. Förening. Förh. X. 1888. p. 367. XII. p. 62. — On pleistocene Changes of Level in Eastern North-America. Proc. Bost. Soc. Nat. Hist. XXV. 1892. p. 454.

[2]) Seenschwankungen und Strandverschiebungen in Skandinavien. Z. G. f. E. Berlin. 1893. S. 1. 393.

[3]) Illustrations. §§ 393, 394.

[4]) Reise durch Norwegen und Lappland. Berlin 1810. I. S. 252. II. S. 292.

[5]) On a gradual Elevation of the Land in Scandinavia. The Edinb. New Phil. Journ. XV. 1833/34. p. 34.

[6]) On the Proofs of a gradual Rising of the Land in certain Parts of Sweden. Philos. Trans. 1834. — On the Change of the Land and Sea in Scandinavia. Rep. Brit. Assoc. 1834.

[7]) Antlitz der Erde. II. 1888. S. 524.

verteidigt und von einer Entleerung der Ostsee gesprochen. Wenn durch eine solche die in Rede stehenden Erscheinungen erklärt werden sollen, so muß angenommen werden, daß der Meeresspiegel vor 150 Jahren östlich von Schweden und zwar auch innerhalb des Bottnischen Golfes gegenüber dem heutigen ein Gefälle von 0,002 % besessen hat. Ein solches aber muß Strömungen hervorrufen, die etwa in der halben Tiefe des Wassers durch Unterströmungen abgelöst werden, wie sie z. B. zwischen dem Schwarzen Meer und Mittelmeere im Bosporus vorhanden sind. Bei einer hydraulischen Tiefe von 50 m, der halben mittleren Tiefe des Bottnischen Golfes, werden die Strömungen entsprechend dem obigen Gefälle eine mittlere Geschwindigkeit von etwa 0,5—0,8 m gehabt haben müssen, d. h. sie entführten in der Sekunde dem Bottnischen Golfe etwa 4 Millionen Kubikmeter. Diesem Wasserabflusse, welcher fast 250mal so groß wie der des Mississippi ist, steht nur ein Zufluß von höchstens 6122 cbm in der Sekunde durch die in das Bottnische Meer mündenden Ströme und von 1310 cbm durch die auf letzteres fallenden Regenwasser[1]), sowie durch den Unterstrom gegenüber, welch letzterer das gestörte Gleichgewicht herstellt. Dieses aber kann nur, wie auch Sueß annimmt, durch die Zuflüsse des Bottnischen Meeres gestört sein; letztere aber vermögen den Abfluß nicht im entferntesten zu ersetzen; derselbe würde in 3 Stunden die gesamte schräg gestellte Wassermasse zum Abflusse bringen, weil diese nicht durch das spezifisch schwerere Nordmeerwasser im Gleichgewichte erhalten werden konnte.

Der Salzgehalt des Ostseewassers bei Ost- und Westquarken ist 0,4 %, das spez. Gew. daher 1,0031. Eine 100 m hohe Säule Nordseewasser hält sohin einer 102,4 m hohen Säule Ostseewasser jener Region das Gleichgewicht. Wenn nun vor 150 Jahren die Ostsee an jenen Inseln 1,5 m höher stand als heute, hatte eine 100 m hohe Säule Nordseewasser einer 103,9 m hohen Säule Ostseewasser das Gleichgewicht zu halten. Unter dieser Voraussetzung aber konnte das spez. Gew. des Ostseewassers nur 0,988 sein, es mußte leichter als Süßwasser sein. Daß endlich die Annahme von E. Sueß aus klimatologischen Gründen unhaltbar ist, hat Robert Sieger[2]) gezeigt, während E. Brückner[3]) darge-

---

[1]) Der Luleelf führt nach Appelberg (Bidrag till kännedomen om den i Sveriges vattendrag fram rinnande vattenmängden. Ing. Fören. Förh. Stockholm. 1883) im Jahre 9,9 cbm Wasser. Unter Annahme entsprechend großer Wasserführung würde das Einzugsgebiet des Bottnischen Meeres 193 cbkm jährlich liefern und der auf das Meer fallende Niederschlag bei einer Höhe von 0,4 m 41 cbkm.

[2]) Niveauveränderungen an skandinavischen Seen und Küsten. Verh. d. IX. Deutschen Geographentages. 1891. S. 224.

[3]) Ueber Schwankungen der Seen und Meere. Ebenda S. 209.

than hat, wie sich die Wasserstände an den schwedischen Küsten abweichend von denen anderer Teile der Ostsee verhalten und daraus auf eine Hebung geschlossen hat. Sieger[1]) hat sodann kürzlich die Holmströmschen Zahlen für die Strandverschiebung Schwedens ausführlich verarbeitet, für die einzelnen Orte Relativwerte in Bezug auf die Stockholmer Hebung berechnet und danach eine Isobasenkarte Schwedens konstruiert. Seine Ergebnisse stimmen vollständig mit den oben erhaltenen, bereits 1892 ausgearbeiteten überein.

Auch Massenbewegungen beeinflussen die Lage der Strandlinie. Küsten, welche aus losen Aufschüttungen bestehen, sinken gelegentlich unter das Meeresniveau, wenn das Material, welches sie aufbaut, zusammensitzt. Aus diesem Grunde liegt die Oberfläche der durch Eindeichungen dem Wattenmeere abgewonnenen Landflächen in Holland um so tiefer unter dem Meeresniveau, je früher die Eindeichung vollzogen ist[2]). Lose Massen, welche den Küstensaum aufbauen, kommen leicht ins Rutschen, sei es durch übermäßige Belastung und Durchfeuchtung des Untergrundes, sei es infolge von Erdbeben, so daß ganze Küstenstriche versinken.

Diese Erscheinung beschränkt sich selbstverständlich auf Schwemmlandküsten. Die Bewegungen der Strandlinie an Küsten, die aus festen Gesteinen aufgebaut werden, sind auf Krustenbewegungen oder -Schwankungen und Deformationen des Meeresniveaus zurückzuführen, welch letztere, wie oben erwähnt, stets miteinander verknüpft sind. Ein allgemeines Kennzeichen der durch Meeresschwankungen hervorgerufenen Bewegungen der Küstenlinie ist deren weite Verbreitung und der übereinstimmende Betrag derselben an benachbarten Orten, denn die Deformationen des Meeresspiegels sind so gering, daß gestörte und ungestörte Niveaus auf kleine Entfernungen als parallel gelten müssen[3]). Wenn hin-

---

[1]) Seenschwankungen u. s. w. in Skandinavien. Z. G. f. E. XXVIII. 1893. S. 393 (470).

[2]) Staring, De bodem van Nederland. 1856—1860. — Het zakken van den bodem in Nederland. Volks-Almanak uitgegeven door de Maatschappij tot Nut van't Allgemeen voor 1867. p. 75.

[3]) H. Hergesell, Ueber die Aenderung der Gleichgewichts-

gegen der Betrag der Strandlinienverschiebung von Ort zu Ort rasch wechselt, namentlich wenn positive und negative Bewegungen miteinander vergesellschaftet sind, dann ist ihre Ursache in Verschiebungen innerhalb der Kruste zu suchen.

Die hierdurch bewirkten Bewegungen der Strandlinie geschehen allmählich oder ruckweise, entsprechend den säkularen und instantanen Krustenbewegungen. Die oben besprochenen Niveauveränderungen der schwedischen Küsten sind die bedeutendsten der ersteren Art. Ihre Intensität ist jedoch gegenwärtig geringer als vor einem Jahrhundert, wie aus der mitgeteilten Tabelle ersichtlich; einige von Joh. Browallius [1]) zusammengestellte Thatsachen lassen ferner erkennen, daß der Periode großer Intensität des vorigen Jahrhunderts eine solche geringerer vorausgegangen ist, was Sieger ausführlich nachweist [2]).

Alle plötzlichen negativen Verschiebungen der Strandlinie, wie solche im Kapitel über die Krustenbewegungen Bd. I, S. 424 angeführt wurden, sind unzweifelhafte Zeugen einer wirklichen Hebung, einer zentrifugalen Krustenbewegung, da doch kaum denkbar ist, daß die Meere samt dem größten Teile der Kruste allgemein plötzlich sanken oder ihre Gestalt änderten, lediglich mit Ausnahme einer einzigen Scholle. Auch das allmähliche Auftauchen Schwedens muß als eine zentrifugale Bewegung gelten, denn würde man sich denken, daß die gesamte Kruste samt dem Meere mit Ausnahme Schwedens zentripetal sich bewegt habe, so würde man danach eine Verkürzung des Erdradius auf rund 1 m im Jahrhundert anzunehmen haben. Eine entsprechende Beschleunigung der Erd-

flächen der Erde u. s. w. Anhang. Gerlands Beiträge zur Geophysik. I. Stuttgart 1887. S. 59 (105).

[1]) Historische und physikalische Untersuchung der vorgegebenen Verminderung des Wassers und Vergrößerung der Erde. Stockholm 1756.

[2]) Seenschwankungen u. s. w. Z. G. f. E. XXVIII. 1893. S. (476).

rotation um etwa 5 Sekunden im Jahre ist aber nicht konstatiert worden.

Die Bewegung der Strandlinie wird in doppelter Hinsicht für die Ausgestaltung der Küsten maßgebend. Vor allem bewirkt sie eine Verschiebung aller der am Gestade wirkenden Vorgänge. Taucht ein Land unter, so steigt der Schauplatz der Brandung gleichsam aufwärts und da er zugleich landeinwärts durch Zerstörung der Küste vorschreitet, so beschreibt er eine schräge aufsteigende Bahn. Untertauchende hohe Küsten werden durch die Brandung abgeschrägt. Werde z. B. eine Küste so stark zerstört wie jene der Normandie, nämlich jährlich um 0,3 m und sinke sie so rasch, wie Schweden ansteigt, nämlich 0,01 m jährlich, so wird die Strandlinie auf einer Böschung von 53 ‰, entsprechend einem Winkel von 2°, ansteigen; diese Böschung wird das untertauchende Land erhalten. v. Richthofen beschränkt auf derartige, durch die vereinte Wirkung von Brandung und Senkung gebildete Flächen die Benennung Abrasionsflächen[1]); ein charakteristisches Merkmal ist deren Gefälle, welches das echter Ebenen bei weitem übertrifft. Taucht eine Korallenriffküste unter, so ersterben die Riffbauer dann, wenn die Senkung rascher erfolgt, als sie nachbauen können. So kann durch rasche Senkung eine Riffküste in eine gewöhnliche Küste übergeführt werden. Geschieht die Senkung dagegen langsamer, als die Riffe aufzuwachsen vermögen, so können diese so große Mächtigkeit erlangen als die Senkung beträgt. In die Flußmündungen sinkender Länder wird die See eindringen und die Deltas werden untertauchen, falls nicht die Sedimentführung der Flüsse so groß ist, daß sie in dem Maße ihr Bett aufschütten können, als dieses sinkt. Große Flüsse werden bei einer Senkung sehr mächtige Deltas aufhäufen und eine stabile Mündung besitzen, während die Mündung der kleineren sich zurückzieht.

Auch bei sich hebenden Küsten können Abrasionsflächen entstehen, dann nämlich, wenn das Auftauchen so

---

[1]) Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 356.

langsam erfolgt, daß die Ausbildung der Brandungskehle ihm Schritt zu halten vermag. In diesem Falle rückt letztere abwärts. Korallenriffe tauchen bei Hebungen auf und Riffküsten werden in gewöhnliche umgewandelt, falls nicht das Riff in dem Maße nach außen fortwachsen kann als die Küstenlinie seewärts rückt. Flußmündungen verlegen sich bei Hebungen seewärts; geschehen letztere rasch, so stellt sich dort Erosion ein, wo bislang Akkumulation herrscht, der Fluß schneidet in sein eben aufgeschüttetes Delta ein und häuft mit den Trümmern ein neues auf.

Neben allen diesen Vorgängen, welche durch die Größe der Strandbewegung und die Intensität der an den Küsten wirkenden Kräfte zahllose verschiedene Einzelfälle verursachen können, ist zu beachten, daß bei Senkungen eine Landoberfläche unter das Meer gerät, und daß die Art ihrer Gliederung bestimmend wird sowohl für den Verlauf der Küstenlinie als auch für die Beschaffenheit des Meeresgrundes. Andererseits wird bei Hebungen der Meeresboden zu Land und eine seiner Niveaulinien wird zur Küstenlinie. Wird nun erwogen, daß das Land vorwiegend ausgearbeitete Formen und einen lebhaften Höhenwechsel besitzt, während der Meeresgrund meist sanftwellige Aufschüttungsformen aufweist, so ist ersichtlich, daß im Verlaufe und Gliederung der Küste sich spiegeln muß, ob dieselbe an auf- oder untertauchendem Lande befindlich ist.

c) Geschichtliches.

Seitdem in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts das Auftauchen der schwedischen Küsten bekannt geworden ist, sind zahlreiche Erörterungen über die Ursachen der Strandlinienbewegung angestellt worden. Anfänglich war man geneigt, dieselbe ausschließlich in Bewegungen des Meeresspiegels zu erkennen, und zwar dachte man zunächst an eine allgemeine Wasserminderung, wie sie z. B. von de Maillet[1]) behauptet würde.

[1]) Telliamed, ou Entretiens d'un philosophe Indien avec un missionaire François, sur la diminution de la mer, la formation de la terre, l'origine de l'homme etc. Amsterdam 1748.

Diese Desiccationstheorie hat bis zur Gegenwart Vertreter[1]) gefunden.

Gleichzeitig mit dieser Theorie entwickelte sich eine andere. Es wurden Senkungserscheinungen unweit der Pomündungen wahrgenommen und Manfredi erklärte dieselben durch ein Anschwellen des Meeres infolge von Zuschüttung desselben durch Ströme[2]). Aber diese Exturbationstheorie vermochte ebensowenig den Rückzug des Meeres, wie die Desiccationstheorie die Anschwellung desselben zu erklären. Um beide Erscheinungen zu begründen, nahm man Deformationen des Meeresspiegels an. Wagte Leibniz selbst den Schwankungen der Erde um ihren Schwerpunkt nicht zu trauen[3]), so gewann diese Lehre doch im vorigen Jahrhundert viele Anhänger. Joh. Georg Sulzer glaubte an ständige Schwerpunktsänderungen, die er auf oberflächliche Massenbewegungen zurückführte; er ist sohin der eigentliche Begründer der neueren Ansichten über die Variabilität des Meeresspiegels[4]). v. Justi[5]) dagegen glaubte, daß die Pole wanderten und mit ihnen die Lage des Meeresspiegels sich ändere, obwohl ihm Euler Bedenken gegen eine leichte Verschiebbarkeit der Erdachse mitgeteilt hatte. Frisi endlich nahm an, daß sich die Umdrehungsgeschwindigkeit der Erde vergrößere, und daß deshalb in niederen Breiten das Meer anschwelle, während es in höheren zurücktrete[6]). Gehobene Korallenriffe in niederen Breiten widersprachen dieser mathematisch begründeten Annahme. Playfair[7]), mit Recht betonend, daß der Ozean unmöglich hier steigen, dort fallen könnte, folgerte aus den ihm bekannten Bewegungen der Strandlinie auf Erhebungen oder Senkungen des Landes, welch erstere schon von Hutton angenommen worden waren. Dieser Ansicht pflichteten zunächst L. v. Buch, später Lyell bei. Allgemein herrschend wurde die Elevationstheorie, derzufolge nach und nach alle Bewegungen der Strandlinie auf Bewegungen des Festen zurückgeführt wurden, und nur spärliche Stimmen äußerten sich zu Gunsten einer Strandlinienverschiebung durch Schwankungen des Meeresniveaus, welche Adhémar geneigt war, mit Schwerpunktsänderungen infolge der Entwickelung enormer Vergletscherungen in Beziehung zu bringen[8]).

---

[1]) Herm. Trautschold, Ueber säkulare Hebungen und Senkungen der Erdoberfläche. Dissert. Dorpat 1869.

[2]) De aucta Maris altitudine. 1746.

[3]) Protogaea. § 6.

[4]) Untersuchungen von dem Ursprung der Gebürge. Zürich 1746. S. 28. — Recherches sur l'Origine des Montagnes. Bibliothèque impartiale. 1750. Cap. IV. Prop. XXXII. XXXIII.

[5]) Geschichte des Erd-Cörpers aus seinen äußerlichen und unterirdischen Beschaffenheiten erklärt. Berlin 1771. S. 218—226.

[6]) Cosmographiae etc. Pars altera. Cap. I. p. 190.

[7]) Illustrations. Note XXII. — Works I. p. 432.

[8]) Révolutions de la mer. Paris 1842.

Klar und deutlich hat aber bereits 1843 und 1848 Ami Boué ausgesprochen, daß nicht alle Bewegungen der Strandlinie durch Bewegungen des Festen erklärt werden könnten und er machte namentlich darauf aufmerksam, daß bei einer Kontraktion der Erde auch die Meeresräume verändert würden, was Veränderungen des Meeresniveaus zur Folge habe[1]). Seitdem hat A. Tylor von neuem die Aufmerksamkeit auf das Anschwellen des Meeres bei Sedimentzufuhr gelenkt[2]). Zöppritz[3]) hat den eine Zeit lang geleugnet gewesenen Einfluß von Massentransporten auf die Lage des Meeresspiegels ziffermäßig berechnet; namentlich ist, seitdem Croll abermals auf die Schwerpunktverrückung infolge von Vergletscherungen hingewiesen, der Einfluß der Vergletscherungen auf das Meeresniveau eingehend untersucht worden (vergl. Bd. II, S. 531). Auch der Einfluß von verschiedenen Bewegungen des Meeresgrundes und der Festländer auf die Lage des Meeresspiegels ist bereits ausgesprochen worden[4]), und Löwl[5]) hat aufs neue das Zusammenwirken von Krustenbewegungen und Schwankungen des Meeresspiegels bei den Bewegungen der Strandlinie betont. Endlich hat Sueß[6]) auch auf die Niveauverschiedenheiten des Meeres als Ursachen von Strandlinienverschiebungen hingewiesen und solche auch durch Zusammensitzen von Material, sowie durch Rutschungen erklärt. Er erkennt im Einsinken und in der Zuschüttung von Meeresräumen die Ursache allgemeiner eustatischer Bewegungen der Strandlinie und hat dargethan, daß die Lage der Küsten in historischen Zeiten im allgemeinen nur minimale, meist lokale Veränderungen erfahren habe. Die Niveauveränderungen einzelner Meere bilden den Vorwurf der Untersuchungen von Eduard Brückner[7]).

---

[1]) Pensées théoriques fugitives. Bull. Soc. géolog. XIV. 1842/43. p. 411. — Ueber Meeresspiegelveränderungen zufolge der Verschiebung des Festen. Haidingers Berichte. IV. 1848. S. 137.

[2]) On the Formation of Deltas, and on the Evidence and Cause of Great Changes in the Sea-level during the Glacial-Period. Geolog. Mag. 1872. IX. p. 392, 485.

[3]) Ueber die Schwankungen des Meeresspiegels infolge geologischer Veränderungen. Poggendorffs Annalen. N. F. XII. 1880. S. 1016.

[4]) Penck, Das Verhältnis des Land- und Wasserareales auf der Erdoberfläche. Mitt. d. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. 1886. S. 193, 234.

[5]) Die Ursachen der säkularen Verschiebungen der Strandlinie. Prag 1886.

[6]) Das Antlitz der Erde. II. 1888. Die Meere der Erde.

[7]) Die Schwankungen des Wasserstandes im Kaspischen Meer, im Schwarzen Meer und in der Ostsee. Ann. d. Hydrographie. XVI. 1888. S. 55.

Zusammenstellungen über die gegenwärtig von statten gehenden Bewegungen der Strandlinie veröffentlichten Elisée Reclus[1]), G. R. Credner[2]), F. Hahn[3]), Issel[4]) und E. Sueß[5]).

Kapitel II.

Die Küsten.

1. Einteilung.

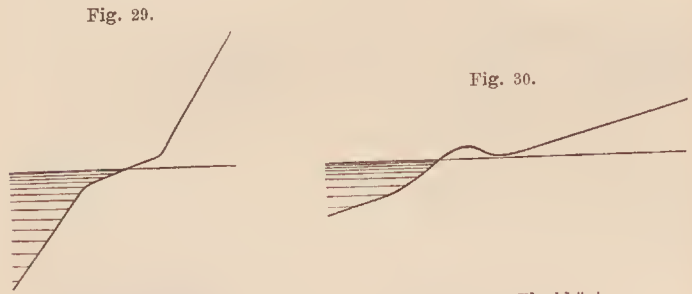
Nicht bloß die Grenze, sondern den gesamten Abfall des Landes gegen das Meer nennt man Küste, welche sohin zu den Böschungen und nicht zu den Linien der Erdoberfläche gehört. Der Abfall zerfällt in einen übermeerischen und in einen untermeerischen Teil, welche beiden meist durch eine seewärts abgedachte, gerade im mittleren Meeresniveau befindliche Stufe voneinander getrennt sind. Diese ist der Strand. Auf demselben schiebt sich die jeweilige Uferlinie des Meeres mit dem Wechsel der Gezeiten auf- und abwärts, hier laufen die Wogen auf das Land und hier spielen die Vorgänge, welche als Brandung bereits beschrieben sind und welche das hier befindliche Strandgeschiebe, entweder gröberes Geröll oder feineren Sand, unablässig bewegen. Die Breite des Strandes wechselt zwischen wenigen Metern und einigen Hundert Metern, sie ist um so größer, je sanfter geneigt die Stufe und je größer der Flutwechsel am Gestade ist.

Oberhalb des Strandes befindet sich der übermeerische Teil des Küstenabfalles. Steigt derselbe steiler an als

---

[1]) La Terre. I. p. 745.
[2]) Die Deltas. E. H. 56. P. M. 1878.
[3]) Untersuchungen über das Aufsteigen und Sinken der Küsten. Leipzig 1879.
[4]) Le oscillazioni lente del suolo o bradisimi. Genova 1883.
[5]) Das Antlitz der Erde. II. S. 500—630.

der Strand, so hat man es mit einer Steilküste zu thun, während dann, wenn der Anstieg sanfter ist, eine Flachküste vorliegt. Im letzteren Falle wird der Strand meist durch einen deutlichen Wall, den Strandwall, welchem häufig Stranddünen aufgesetzt sind, binnenwärts begrenzt; derselbe trennt nicht selten weite flache Küstenseen, die Lagunen, vom offenen Meere. Flach- und Steilküsten unterscheiden sich in der Regel nicht bloß durch ihre Form, sondern auch durch ihre Zusammensetzung; die Flachküsten bestehen meist aus jüngerem Schwemmlande, aus Sand oder Schlamm, in tropischen Meeren auch aus Korallenkalk, während die Steilküsten aus älteren Gesteinen aufgebaut werden.



Konsequente Steilküste. Konsequente Flachküste.

Der untermeerische Teil des Küstenabfalles setzt häufig die Abdachung des übermeerischen fort, von welchem er bei den Steilküsten durch die Stufe der Strandfläche, bei den Flachküsten durch die Strandböschung und den Strandwall, welche eine S-förmige Kurve beschreiben, getrennt ist. Man hat es dann mit konsequenten Steil- (Fig. 29) oder Flachküsten (Fig. 30) zu thun. Es verbindet sich aber auch manchmal eine Steilküste mit sanftem, eine Flachküste mit steilem untermeerischem Abfalle. Das sind die inkonsequenten Steil- oder Flachküsten, bei welchen der Strand einen ausspringenden oder einen einspringenden Winkel des Küstenabfalles bezeichnet. Im ersteren Falle geht der untermeerische

sanfte Abfall in der Regel alsbald in einen steileren über, während zugleich der übermeerische Steilabfall nach oben durch eine sanftere Böschung ersetzt wird und daher zwischen zwei flachere Abdachungen eingeschaltet ist. Eine solche eingeschaltete Steilküste (Fig. 31) ist sichtlich dadurch entstanden, daß aus einer Abdachung ein Stück herausgearbeitet ist. Eine Flachküste mit submarinem Steilabfalle wird binnenwärts gewöhnlich durch einen Anstieg begrenzt, dem sie vorgelagert ist.

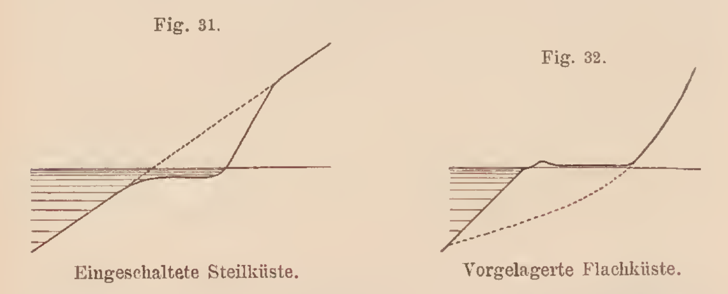


Fig. 31. Eingeschaltete Steilküste.

Fig. 32. Vorgelagerte Flachküste.

Derartige vorgelagerte Flachküsten (Fig. 32) bestehen meist aus Anhäufungen auf irgend einer Böschung. Strandlose Küsten kommen nur höchst selten und zwar bloß streckenweise an konsequenten Steilküsten vor.

Der Verlauf der Küsten ist entweder glatt oder gebuchtet oder gelappt. Bei glattem Verlaufe zieht sich die Küste auf große Entfernungen ohne nennenswerte Einschnitte entlang und zwar meist in sanftgeschwungenen. gewöhnlich landwärts gekrümmten Bogen, welche durch Kurvenstücke miteinander verbunden sind oder in stumpfen Winkeln aneinander stoßen. Diese letzteren bezeichnen Wendepunkte in der Küstenerstreckung, die man gewöhnlich ohne Rücksicht auf ihre Höhe Kap nennt, während die landwärts gekrümmten Bogen die Baien umspannen. Je flacher die Küste ist, desto reiner kommt diese Entwickelung zur Geltung und es läuft der Küstensaum viele Kilometer in derselben Krümmung fort. Bei steilem Anstiege ist der Verlauf nur im großen und ganzen glatt; im einzelnen erscheint er wie mit zitternder Hand gezogen, mit

zahlreichen kleinen Vorsprüngen, die nur wenige Hundert Meter weit aus der allgemeinen Küstenlinie hervorspringen und durch flache bogenförmige Nischen, gleichfalls Baien genannt, voneinander getrennt sind. Dieselben heißen bei den verschiedenen seefahrenden Nationen points, pointe, ponta, punta. Man könnte sie mit dem auch im Deutschen gebräuchlichen (Bd. II, S. 149) Point bezeichnen.

Der gebuchtete Küstenverlauf ist ausgezeichnet durch das Auftreten zahlreicher schmaler Einschnitte, welche mehr oder weniger tief in das Land eindringen, sich dabei manchmal verästelnd. Das sind die Buchten. In denselben herrscht meist ruhigeres Wasser als auf der offenen See und die Wirkung der Brandung ist in ihnen daher unbedeutend. Das zwischen den Buchten gelegene Land ist auf drei Seiten vom Meere umspült und kann Buchthalbinsel genannt werden. Es tritt entweder in Vorsprüngen oder in einem zusammenhängenden Abfalle an das offene Meer heran; diese Vorsprünge (Pointe oder Abfälle) befolgen eine wiederum meist sanft geschwungene Linie, welche man als stark umbrandete Außenküste der durch die Buchtufer gebildeten Innenküste gegenüberstellen kann. Orte, an welchen die Außenküste ihre Richtung ändert, indem sie einen seewärts ausspringenden Winkel bildet, heißen in der Regel Kap.

Der gelappte Küstenverlauf zeigt große ein- und ausspringende Partieen, und während bei der gebuchteten Küste die Fläche der Bucht hinter der der Buchthalbinseln zurücktritt, übertrifft bei gelapptem Verlaufe regelmäßig das Areal der breiten in das Land eingreifenden Golfe das der zwischen ihnen befindlichen Küstenhalbinseln, der Vorgebirge. Ueberdies sind die Golfe stets breit im Vergleich zu den Buchten und zu ihrer eigenen Länge. Außer den genannten drei Küstentypen, welche sowohl an Steilküsten wie an Flachküsten vorkommen, ist noch der Riffküsten zu gedenken, welche sich durch eigentümliche Zusammensetzung und Eigentümlichkeiten ihres Abfalles auszeichnen. Ueberdies sind als besondere Küstenformen die Küstenseen und Meeresstraßen zu erwähnen.

In vorstehendem werden die in das Land eindringenden Meeresteile Baien genannt, wenn sie die Gestalt eines Kreisabschnittes besitzen, als Buchten werden sie bezeichnet, wenn sie schlauchartig gedehnt sind und als Golfe, wenn sie größere und breitere zusammenhängende Flächen bilden. Die Baien sind daher bezeichnend für die glatte Küste, die Buchten für die gebuchtete und die Golfe für die gelappte Küste. Diese Benennung entspricht dem durchschnittlichen Sprachgebrauch, aber es möge nicht unerwähnt bleiben, daß auf keinem Gebiete geographischer Namengebung größere Unsicherheit herrscht, als in der Benennung der Küstenteile. Es gibt kaum ein Wort, welches eindeutig gebraucht wird. Jeder Küsteneinschnitt heißt im Italienischen Golf, im Englischen Bai, im Deutschen Bucht; selbst Einzelbenennungen, wie z. B. Fjord und Ria, werden in verschiedenem Sinne gebraucht. Heißen doch in Norwegen manche Binnengewässer Fjorde und umgekehrt in Schottland viele Buchten gleich den Binnenseen Lochs. Eine ähnliche Unsicherheit waltet in der Benennung der Küstenvorsprünge ob und die hier befolgte Unterscheidung von Point, Kap und Vorgebirge entspricht keineswegs der jeweiligen herkömmlichen Küstenbenennung.

2. Die glatten Küsten.

Die meisten Flachküsten verlaufen glatt und sind vorgelagert, indem sie den Saum der Küstenebenen bilden, welche sich vor dem eigentlichen Anstiege des Landes erstrecken. Die glatten Steilküsten haben fast ausnahmslos einen eingeschalteten Abfall, welcher sich scharf gegenüber der eigentlichen Böschung des Landes absetzt und welcher Kliff genannt wird. Während an manchen glatten Küsten der sanfte oder der steile Abfall ausschließlich herrschen, wechseln an anderen flacher und steiler Abfall regelmäßig ab; eine Strecke weit zieht sich eine vorgelagerte Flachküste entlang, dann folgt eine eingeschaltete Steilküste. Derartige glatte Küsten kann man mit v. Richthofen Ausgleichküsten [1]) nennen.

Die glatten Flachküsten, welche vielfach Küstenebenen begrenzen, verlaufen in landwärts flach gekrümmten Kurven, welche breite und offene Baien begrenzen und bei den Kaps in stumpfen, höchstens rechten Winkeln zusammenstoßen. Der glatte Verlauf wird häufig

---

[1]) Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 314.

lediglich durch die Erstreckung des Strandes und des ihn begleitenden Strand- oder Dünenwalles zum Ausdruck gebracht, welch letzterer als Nehrung zwischen zwei Küstenpunkten förmlich aufgehängt erscheint. Diese Nehrung sperrt vom Meere ein flaches Gewässer ab, das nach der Art seiner Erfüllung mit salzigem oder süßem Wasser Lagune oder Haff heißt. Seine Ufer verlaufen unregelmäßig, manchmal buchtähnlich tief, meist aber nur lappenförmig in das Land eindringend, ihnen fehlt eine breitere Strandböschung, sie sind nicht selten versumpft und mit reicher Vegetation bedeckt, welche dem Meeresstrande fehlt; sie gehen allmählich in das angrenzende ebene Land über, welches dort, wo die Lagune fehlt, unmittelbar an den Strand- oder Dünenwall stößt. Die Ufer der Lagunen oder Haffe erscheinen gegenüber dem Strande der Flachküste wie eine Binnenküste neben der Außenküste.

Die Benennung der Küstenseen ist bislang ebensowenig einheitlich, wie die der Vorgebirge und Buchten. Philippson[1]) will z. B. den Namen Lagune beschränkt wissen auf jene Küstenseen, welche seewärts durch eine Nehrung, landwärts durch Flußanschwemmungen begrenzt werden. Die durch das Vorhandensein von Lagunen bewirkte Verlängerung der Küstenlinie untersuchte an einem Beispiele Weidemüller[2]).

Die Küstenebenen teilen alle Eigentümlichkeiten der Stromebenen. Sie werden von den Gewässern des Hinterlandes meist auf Dämmen durchmessen, wodurch ihre eigene Entwässerung erschwert wird und diese Erschwerung wird gesteigert durch das Vorhandensein des Strandwalles, welcher die Gewässer veranlaßt, oft viele Kilometer neben dem Meere entlang zu fließen. Neben den durch Flüsse aufgeschütteten Dämmen werden die Küstenebenen nicht selten von Wällen parallel zum Strandwalle durchzogen, welche sichtlich nichts anderes sind als alte Strandwälle oder -Dünen und durch ihr Vorhandensein ein allmähliches Wachstum der Ebene nach der Seeseite

---

[1]) Der Peloponnes. Berlin 1892. S. 511. — Ueber die Typen der Küstenformen. Richthofen-Festschrift. Berlin 1893. S. 1 (36).

[2]) Die Schwemmlandküsten der Vereinigten Staaten von Nordamerika. Diss. Leipzig 1894. S. 15.

hin verraten. In der That werden alle Küstenebenen aus losem, sandigem oder lehmigem Materiale zusammengesetzt, das sich als jugendliche Anschwemmung zu erkennen gibt.

Die Küstenebenen sind an der Mündung aller jener großen Ströme entwickelt, welche Deltas aufschütten und finden sich ferner häufig auf der Seite einer Flußmündung, nach welcher hin sich die Küstenströmung bewegt. Ausgedehnte Küstenebenen erstrecken sich südlich der Pomündung, westlich der Rhone- und Amazonasmündung, sowie östlich vom Nildelta. In solchen Fällen ist nicht daran zu zweifeln, daß die Aufschüttung der Küstenebene durch die Küstenströmung bewirkt wurde, welche die Sinkstoffe der Flüsse verschleppte. Man hat verschleppte Deltas vor sich. Andere Küstenebenen sind als die verwachsenen Deltas von benachbarten Flüssen aufzufassen, dies gilt z. B. von den Küstenebenen des östlichen Nordamerika, welche die längste Flachküste der Erde aufweisen, sowie von den Küstenebenen Vorderindiens und der Guineaküste. An Küsten, welche der Mündung großer Ströme entbehren, fehlen die ausgedehnteren Küstenebenen und dies ist ein weiterer Fingerzeig dafür, daß die Küstenebenen der Hauptsache nach von mehr oder weniger verschleppten Flußsedimenten aufgebaut werden. Je nach dem Orte der Ablagerung dieser Sedimente kann man littorale, marine und kontinentale Küstenebenen unterscheiden.

Die littoralen Küstenebenen sind dadurch entstanden, daß bei konstanten Niveauverhältnissen die Küstenlinie durch allmähliche Aufschüttung seewärts sich verschob; man kann dann in der Regel mehrere parallele Küstenwälle wahrnehmen, zwischen denen ab und zu langgedehnte Lagunen vorkommen. An der Po- und westlich der Rhonemündung sind derartige alte Strandwälle vorhanden. Die marinen Küstenebenen werden von Anschwemmungen aufgebaut, welche im Meere abgelagert wurden, dann aber durch eine negative Bewegung der Strandlinie zu Land geworden sind. Sie sind gehobener Meeresgrund, welcher aber bald von fluvia-

tilen Bildungen überschüttet wird, so daß sie dann oberflächlich den littoralen Küstenebenen gleichen, von denen sie sich dadurch unterscheiden, daß bei ihnen die marinen Ablagerungen über dem Meeresspiegel vorkommen, während bei den littoralen Küstenebenen die marinen Ablagerungen nur unter dem Meeresspiegel auftreten Die Küstenebenen von Holländisch-Guiana sind marinen Ursprungs, sie werden von zahlreichen gehobenen Uferwällen, „zand- en schulpritsen“ genannt, durchzogen[1]). Marinen Ursprungs sind auch die Wattenebenen, welche in Winkeln gezeitenreicher Meere durch Zusammenschwemmung von Sinkstoffen entstehen, die sich natürlicherweise nicht über das Flutniveau erheben, aber sich häufig nennenswert über dem Ebbeniveau befinden und durch Eindeichung trocken gelegt werden können. Hierher gehören die englischen Fenlands[2]), welche sich im Hintergrunde des Wash erstrecken. Die kontinentalen Küstenebenen endlich bauen sich auf versunkenen Teilen des Landes auf. Sie sind während einer positiven Bewegung entstanden, während welcher in dem Maße, als die Senkung fortschritt, eine Anhäufung von Flußsedimenten stattfand. Hielt dabei die Aufschüttung genau der Senkung Schritt, so blieb die Küstenlinie unverändert, während sie land- oder seewärts rückte, wenn die Aufschüttung geringer oder stärker war als nötig, um jene Gleichgewichtslage aufrecht zu erhalten. Die Mehrzahl aller großen Deltaebenen ist kontinental und bei Senkungen aufgeschüttet. Im Po-, Rhein-, Ganges-, Nil- und Mississippidelta reichen, wie Bd. II, S. 15 angeführt[3]), die rein fluviatilen Anschwemmungen bis tief unter das Meeresniveau. Sie sind gleichsam Rückstaubildungen. Sehr viele Küstenebenen endlich sind gemischten Ur-

---

[1]) Martin, Geologische Studien über Niederländisch-Westindien. Leyden 1888. S. 199.

[2]) Skertchly, The Geology of the Fenlands. Mem. Geol. Survey of Great Britain. 1877.

[3]) Vergl. auch Lyell, Principles of the Geology. 12th ed. 1875. I. p. 436. — Alfr. Tylor, On the Formation of Deltas. Geolog. Mag. 1872. IX. p. 392.

sprungs. Sie sind bei unveränderter Lage des Meeresniveaus als littorale aufgeschüttet, bei Hebungen als marine und bei Senkungen als kontinentale weiter gewachsen. Solche gemischte Küstenebenen zeichnen sich durch eine Wechsellagerung mariner, littoraler und kontinentaler Bildungen aus, wie solche auch in den holländischen Küstenebenen [1]) vorkommen.

Der Nachweis, daß gerade die großen Deltas — ebenso wie die großen Binnenebenen — in Senkungsgebieten gelegen sind, widerlegt die Anschauung von G. R. Credner, daß die Deltas mit Hebungen verknüpft seien [2]). Derselben wird überdies durch das Vorkommen von Deltas an sinkenden Küsten, wie z. B. an der dalmatinischen, widersprochen. Es verhält sich hier so wie Alf. Tylor [3]) bereits 1853 aussprach: Die Deltas sind nicht durch Ausschüttung tiefer Buchten, sondern bei Senkung des Flachlandes entstanden. Die Zuschüttung ging parallel mit der Senkung.

Die glatten Steilküsten zeichnen sich durch einen meist aus nacktem Gesteine gebildeten Steilabfall aus, welcher sich über dem Strande erhebt und binnenwärts deutlich absetzt. Das ist das Kliff. In großen Zügen glatt verlaufend, fehlen demselben doch nicht kleine ein- und ausspringende Winkel, welche bedingen, daß, von der Seite gesehen, sich die Kliffküste kulissenartig zeigt und zahlreiche kleine nach der See hin breit geöffnete Baien aufweist. Dieselben dringen nie tief in das Land hinein, selten mehr als 200—300 m bei einer etwa dreimal größeren Breite. Deswegen ist der Verlauf der Küste im einzelnen förmlich gesägt, aber im großen und ganzen erscheint er namentlich auf Karten kleineren Maßstabes glatt. Die Kliffküste ist der Ort aller jener zahlreichen Felsformen, welche für eine felsige Küste bezeichnend sind, Brandungshöhlen und natürliche Brücken, Felspfeiler und Klippen sind ziemlich häufig. Der untermeerische

---

[1]) Lorié, Contributions à la géologie des Pays-Bas. III. (Archives Teyler. (2). III. 1887.) IV. (Bull. Soc. Belgique de géolog. III. 1889.)

[2]) Die Deltas. E. H. 56. P. M. 1878. S. 71.

[3]) On Changes of the Sea-level effected by existing physical Causes during stated Periods of Time. Phil. Mag. (4). V. 1853. p. 258.

Küstenabfall ist meist saufter als der übermeerische, er senkt sich zunächst rascher, dann sehr allmählich auf Tiefen von 20—40 m herab und gleicht durchaus einer Brandungskehle. Der obere Rand des Kliffs läuft unbekümmert um die Höhenverhältnisse des Landes geradlinig über Berg und Thal und schneidet die Thallandschaften quer ab, so daß denselben sichtlich die Fortsetzung fehlt.

Die Küsten der Normandie und jene von Norfolk lassen dies Verhältnis deutlich erkennen. Zwischen Étretat und Fécamp hört die Thallandschaft der Normandie mit einem Male auf; Thäler, welche sich nach andern richten, erreichen diese nicht und münden ins Meer. In Norfolk ferner sammelt der Yarefluß die angesichts der Cromerküste entspringenden, aber von dieser sich abwendenden Gerinne, es fehlt hier sichtlich eine ganze Abdachung, die Küste selbst verläuft geradlinig; der einzige Vorsprung, den sie zeigt, trägt das Städtchen Cromer und dieser ist dadurch entstanden, daß hier durch Mauern der Küstenzerstörung Halt geboten wurde.

Die Höhe der Kliffküsten beträgt meist nur Zehner von Metern, sie kommen daher am reinsten nur an Flachlandküsten vor. Dort wo Gebirgsländer am Meere abbrechen, bilden die Kliffe nur Facetten am Fuße des allgemeinen Landabfalles, welcher dann immer mehr oder weniger gebuchtet verläuft.

Jede Einzelheit in der Beschaffenheit der Kliffküste weist darauf hin, daß sie ein Werk der Brandung ist. Diese erhält den felsigen Abfall durch stete Unterwaschung frisch, sie schafft die an seinem Fuße gelegene Brandungskehle und bedingt, daß der Küstenabfall quer zu den Kämmen und Thälern einer Thallandschaft verläuft; indem sie leicht zerstörbare Gesteine stärker angreift als sehr widerstandsfähige, schafft sie den gesägten Küstenverlauf. Alles das, was über die Bildung der Felsküsten gesagt, gilt im besonderen für die Kliffküsten. Letztere sind ebenso die Werke der Küstenzerstörung, wie die Küstenebenen Zeugen des Küstenwachstums.

Die Bildung der Kliffküsten durch die Brandung beruht einerseits auf der Untergrabung des Küstenabfalles und andererseits auf der Fortführung des nachstürzenden

Materiales, sei es seewärts durch die Wellenbewegung, sei es entlang der Küste durch Strömungen, sei es endlich dadurch, daß sich die Küste senkt und die Trümmer dadurch untersinken. Je höher die Küste ist, desto größer ist die Masse des nachstürzenden Materiales der untergrabenen Wand, desto größeren Kraftaufwand und desto mehr Zeit erheischt dessen Verfrachtung. Dementsprechend wird die Untergrabung des Kliffs um so mehr verlangsamt, je höher dasselbe wird. Ein von Thälern durchschnittener Gebirgsabfall wird daher am Orte der Thäler schneller zerstört werden, als an den dazwischen gelegenen Rücken, so daß an der Mündung der ersteren kleine Baien entstehen. Sobald aber diese tiefer in das Land eindringen, läßt in ihnen die Kraft der Brandung nach und die Fortbildung der Bai hört auf. Es kann eine Kliffküste eben nur bis zu einem unbedeutenden Grade „gesägt“ werden. Aus den dargelegten Ursachen werden Flachlandküsten viel rascher als Gebirgslandküsten in Kliffküsten verwandelt. Die Thatsache, daß die Kliffküsten in ihrer reinsten Form vornehmlich an Flachländern auftreten, ist ein Beweis für die Langsamkeit der Küstenzerstörung durch die Brandung überhaupt.

Wenn aber die Kliffbildung nur langsam von statten geht, so kann sie leicht durch Verschiebungen der Strandlinie unterbunden werden. Sinkt das Land, so wird zwar die Wegführung der Klifftrümmer erleichtert und dadurch der Fortschritt der Brandung begünstigt, aber es tauchen mit dem Lande dessen Thäler unter und es entsteht ein gebuchteter Küstenverlauf. Nur wenn die Küstenzerstörung so schnell von statten geht, daß sie einen Saum von der Breite der entstehenden Küstenzähnungen zu entfernen vermag, kann ein sinkendes Land eine Kliffküste erhalten, was, wie sich zeigen wird, nur äußerst selten eintritt. Hebt sich eine Kliffküste, so taucht zunächst die Strandböschung und später die Brandungsplattform auf, welch letztere vor dem Kliffe als eine Küstenebene erscheint; nur dann, wenn die Küstenzerstörung so rasch von statten geht, als neues Land aufsteigt, kann sich an einer hebenden Küste ein Kliff dauernd

erhalten. Aber bei der erwähnten Langsamkeit in der Kliffbildung muß dies als ein unwahrscheinlicher Fall gelten. Nach diesen Erwägungen sind die Kliffküsten an stabile oder sich nur ungemein langsam bewegende Küsten geknüpft.

Werden die durch Nachstürzen der Kliffküsten entstehenden Trümmer lediglich in der Richtung des Strandes verfrachtet, so müssen sie hier irgendwo wieder zur Ablagerung kommen. In der That werden die ausgedehntesten Kliffküsten stets von Küstenebenen abgelöst. Erfolgt nun eine solche Ablösung häufiger, so daß Kliffküsten mit glatten Flachküsten regelmäßig wechseln, so entsteht eine Ausgleichküste.

Die Ausgleichküste vereinigt die Merkmale der glatten Flach- und Steilküste in sich. Streckenweise zeigt sie deutliche Strandwälle samt Dünen, welche nicht selten sich als Nehrungen vor irgend einen Küstensee legen, streckenweise erscheint sie als Kliff (vergl. Fig. 34 auf nächster Seite). Die Nehrungen legen sich vor die Baien, die Kliffe knüpfen sich an die Vorsprünge des Landes, die ersteren kürzen die einspringenden Winkel eines gebuchteten Küstenverlaufes ab, während die letzteren die ausspringenden abschneiden. Diese Verhältnisse weisen darauf hin, daß der Ausgleichsküste ein gebuchteter Küstenverlauf zu Grunde liegt und daß sie aus demselben hervorgegangen ist, indem die Brandung die Vorgebirge untergrub und die Küstenströmung die Trümmer in die Buchten schleppte. Küsteninseln verhalten sich dabei wie Vorgebirge; sie werden durch Nehrungen mit dem nächsten Vorsprunge verbunden und landfest gemacht. Solche landfeste Inseln gehören zu den bezeichnenden Merkmalen aller Ausgleichküsten (Gwádar Fig. 34). Je länger diese Vorgänge anhalten, desto mehr schreitet die Zerstörung an den Kliffen fort, schließlich bemächtigt sie sich auch der in den Buchten abgelagert gewesenen Trümmer und es geht endlich die reine Kliffküste aus der Ausgleichküste hervor. Letztere ist daher ein Uebergangsstadium zwischen der gebuchteten und der glatten Steilküste.

Jede positive Bewegung der Strandlinie schafft, wie sich Bd. II, S. 572 zeigen wird, an einer Thallandschaft

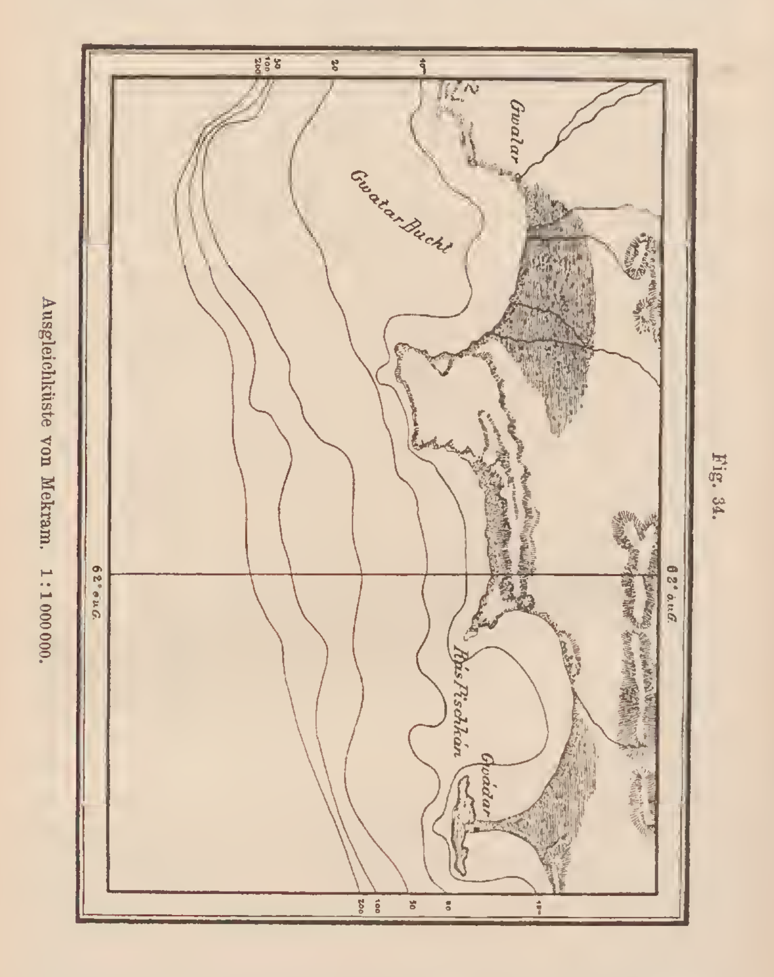


Fig. 34.

Ausgleichküste von Mekram. 1:1000000.

eine gebuchtete Küste. Andererseits trachtet die Brandung im Vereine mit den Küstenströmungen allenthalben einen glatten Küstenverlauf herzustellen. Es wird daher auch

eine untertauchende Thallandschaft eine Ausgleichküste erhalten können, wenn die Küstenzerstörung durch die Brandung während des Untertauchens die entstehenden Vorgebirge abfeilen und die Küstenströmung die sich bildenden Buchten zuschütten kann. Dies wird sich ereignen, wenn das Untertauchen nicht rascher geschieht als die Küstenglättung. Je reichlicher gegliedert ein untertauchendes Land ist, je tiefer und zahlreicher seine Thäler und je massiger die zwischen denselben sich erstreckenden Kämme sind, desto mehr ist die Erreichung jenes Zieles erschwert. Im allgemeinen werden sich daher die Ausgleichküsten während des Untertauchens nur an langsam sinkenden ungegliederten Küsten bilden, während sie an bereits untergetauchten und nunmehr stabilen gebuchteten Küsten allenthalben zur Entwicklung kommen müssen.

Dabei kommt es vielfach zur Bildung von Uebergängen. Man hat gebuchtete Küsten, deren Vorgebirge nur wenig abgefeilt sind und zwischen welchen es noch nicht zur Entstehung von Nehrungen, sondern nur zur Entwickelung von Haken gekommen ist. Letztere sperren die Buchten nur teilweise ab. Dies gilt z. B. von der Chesapeake- und Delawarebucht an der Ostküste Nordamerikas; nördlich von denselben hat man es noch mit offenen Buchten zu thun, südlich von beiden beginnt die Entwicklung der großen nordamerikanischen Flachküste, deren Nehrungen zwei große Küstengewässer, zweifellos ehemalige Buchten, den Albemarle- und Pamplicosund absperren. So liegen denn die genannten halbgeschlossenen Buchten räumlich mitten zwischen den beiden Küstenformen, deren seitlichen Uebergang sie darstellen. Aehnliche Uebergänge finden sich an der brasilianischen Ostküste zwischen der gebuchteten Küste der Gegend von Rio de Janeiro und der nördlich und südlich davon befindlichen glatten Flachküste. Selbst dort, wo die Ausgleichküste bereits hergestellt ist, leuchtet durch sie vielfach die ihr zu Grunde liegende gebuchtete Küste hindurch, indem sich deren Buchten als Küstenseen hinter den Nehrungen erhalten

haben. Solche buchtähnliche Küstenseen finden sich namentlich am Nordufer des Schwarzen Meeres, sie heißen hier Limane und die sie absperrende Nehrung wird Perissipp genannt. Alle Lagunen versumpfen infolge der Zuschüttung ihrer Zuflüsse, sie werden zunächst in große Sümpfe verwandelt, wie der große Dismal Swamp zwischen dem Pamplico- und Albemarlesund, endlich werden diese Sümpfe, vielfach durch Entwässerung oder Aufschüttung, Kolmation, trocken gelegt.

Die toskanische Küste hat sich unter den Augen der Menschen aus einer gebuchteten Küste in eine Ausgleichküste verwandelt. Die Buchten von Piombino und Grosseto sind durch Nehrungen vom Meere abgeschnürt worden, die entstandenen Lagunen versumpften und verwandelten sich in die gefürchteten Maremmen, welche ihrerseits durch Kolmation trocken gelegt wurden. Die ehemalige Insel des Monte Argentario wurde durch zwei Nehrungen landfest gemacht[1]). Die ganze italienische Küste mit ihren halbkreisförmigen Golfen ist das Beispiel einer vollendeten Ausgleichküste.

Wird einerseits die gebuchtete Küste durch Brandung und Küstenströmung allmählich in eine Ausgleichküste verwandelt, so kann andererseits eine Ausgleichküste durch Senkung wieder in eine gebuchtete Küste verwandelt werden. Dann sinken die Nehrungen unter den Meeresspiegel, die Zahl ihrer Oeffnungen mehrt sich unter steter Verbreiterung derselben und es treten die Lagunen mit dem offenen Meere in so ausgiebige Verbindung, daß sie bald als dessen Buchten erscheinen, die nur durch einen Zug von Schwemmlandinseln nach außen begrenzt werden. Dieses Entwickelungsstadium, die zerbrochene Nehrung, wird nicht bloß von Ausgleichküsten, sondern auch von glatten Flachküsten erreicht. Dies lehrt die Nordseeküste Deutschlands, welche im Westen nur halbgeöffnete, im Osten wieder gänzlich geöffnete ehemalige Haffe aufweist.

Alle glatten Küsten danken ihren Verlauf im wesentlichen der Thätigkeit des Meeres, nämlich der Brandung

---

[1]) E. Reyer, Aus Toskana. Wien 1884. S. 84.

und den Küstenströmungen, welche die Anschwemmungen verschleppen und in sanft geschwungenen Kurven wieder ablagern. Sie machen das Bestreben des Meeres, seine Ufer abzurunden, ersichtlich. Sie sind daher auch inselarm, nur hie und da erscheint eine Nehrung als Insel, wenn die durch sie abgesperrte Lagune an zwei Stellen mit dem Meere verbunden ist, nur hie und da entsteht bei der Kliffbildung ein isolierter Pfeiler, welcher insular aufragt, aber auch er fällt bald der Zerstörung anheim. Dort, wo gebuchtete Küsten in Ausgleichküsten verwandelt werden, werden die denselben vorlagernden Inseln durch Nehrungen angegliedert. Nur wenn eine positive Bewegung der Strandlinie eintritt, dann werden die Nehrungen in Schnüre von Nehrungsinseln aufgelöst, werden angegliederte Eilande vom Festlande wieder losgelöst.

Die Kliffküsten veranlaßten bereits im vorigen Jahrhundert Studien über die zerstörende Wirkung der Brandung und es gibt von ihnen aus jener Zeit gute Beschreibungen, z. B. von Guettard[1]) und de Lamblardie[2]). Die Flachküsten wurden erst später gewürdigt, eingehend von Elie de Beaumont[3]), welcher den regelmäßig bogenförmigen Verlauf hervorhob. Die englische Litteratur über die Flachküsten knüpft sich namentlich an die Erörterung der Chesilbank, die darauf bezüglichen Schriften und Meinungen wurden im Anschlusse an einen Aufsatz von J. Prestwich[4]) veröffentlicht. Sonst bietet die Ostküste ein schönes Beispiel einer vollendeten Ausgleichküste[5]). In deutscher Sprache befaßten sich jüngst mit den Sandküsten Keller[6]), Weule[7]) und A. Philippson; letzterer unterscheidet nach dem Ursprunge

---

1) Sur la dégradation des montagnes etc. 1774. Mém. III. Nr. 7. p. 328.

2) Mémoire sur les côtes de la Haute-Normandie. 1782.

3) Leçons de géologie pratique. I. 1845. p. 221.

4) On the Origin of the Chesil-Bank. Min. Proc. Inst. Civ.-Eng. XL. 1874/75. p. 60.

5) Redman, The East Coast between the Thames and the Wash. Min. Proc. Inst. Civ.-Eng. XXIII. 1863/64. p. 186.

6) Studien über die Gestaltung der Sandküsten. Zeitschr. f. Bauwesen. XXXI. 1881. S. 190.

7) Beiträge zur Morphologie der Flachküsten. Zeitschr. f. wissensch. Geographie. VIII. 1891. S. 211.

thalassogene und potamogene Schwemmlandküsten[1], den bogenförmigen Verlauf derselben betonte neuerlich Th. Fischer[2], die „flachbogige Flachküste“ von der „halbkreisförmig aufgeschlossenen Steilküste“ sondernd.

3. Die gebuchteten Küsten.

a) Erscheinungsweise.

Ungleich mannigfaltiger als die glatten Küsten sind die gebuchteten, und zwar nicht bloß in Bezug auf ihre horizontale Erstreckung, sondern auch hinsichtlich ihrer vertikalen Gliederung. Ihre Buchten sind keineswegs bloß spitze in das Land eindringende Winkel, sondern sie verlaufen bald geradlinig, bald vielgewunden, oft sich namhaft verästelnd. Dabei nehmen sie nicht etwa immer landeinwärts an Breite ab, sondern bald verbreitern, bald verengern sie sich, hier in schmale Kanäle sich zusammenziehend, dort zu breiten binnenseeähnlichen Wasserflächen anschwellend. Regelmäßig bildet ein Thal des Küstenlandes die Fortsetzung einer Bucht.

Zwischen solch mannigfaltigen Buchten erstrecken sich äußerst wechselvolle Erhebungen. Bald sind dieselben mäßig und je zwei Buchten sind durch breite Landflächen getrennt. Bald aber ist das Land zwischen den Buchten schmal, wenn auch in der Regel mehrmals breiter als die letzteren und es wird durch die astförmigen Ausläufer zweier Nachbarbuchten stellenweise eingeschnürt. Erhebt sich zwar oft zwischen solchen Ausläufern noch hohes Land, so ist dasselbe aber auch manchmal hier tief eingeschartet und es findet sich nur ein niedriger Sattel. Hie und da endlich fehlt auch diese Scheide, es verwachsen die Ausläufer miteinander und schnüren ein Stück vom Hinterlande als Küsteninsel los. Alle gebuchteten Küsten sind inselreich, ihre

---

[1]) Der Peloponnes. Berlin 1892. S. 510. — Ueber die Typen der Küstenformen, insbesondere der Schwemmlandküsten. Richthofen-Festschrift. Berlin 1893. S. 1.

[2]) Zur Entwickelungsgeschichte der Küsten. P. M. 1885. S. 409.

Inseln bilden die Fortsetzung der zwischen den Buchten gelegenen Erhebungen und diese setzen ebenso die Kämme des Landes seewärts fort, wie die Buchten die Thäler. Man kann sie *Küstenkämme* nennen.

Die gebuchteten Küsten steigen bald sanft, bald steil an; der scharfe Gegensatz zwischen Flach- und Steilküsten, wie er bei den glatten Gestaden vorkommt, fehlt; mittlere Böschungen bilden die Mehrzahl. Während ferner bei den glatten Küsten die inkonsequenten Küstenabfälle herrschen, walten bei den gebuchteten die konsequenten unbedingt vor. Mit derselben Böschung, mit welcher das Land über den Fluten ansteigt, sinkt es unter dieselben ein und erst in einiger Tiefe stellt sich der ebene Meeresgrund ein.

Der Charakter der gebuchteten Küste wird wesentlich bestimmt durch die Ausdehnung ihrer Buchten. Man kann nicht nur schmale, langgedehnte, reichverästelte Buchten, sondern auch kürzere, weniger verästelte, trichterförmig nach der See hin sich erweiternde und außerdem noch kurze gedrungene unterscheiden, welche nur unbedeutende Einkerbungen bilden.

Die norwegische Westküste bietet die typischen Beispiele der langgedehnten, schmalen, reichverästelten Buchten, welche bis über 100 km eindringen. Dieselben heißen hier *Fjorde*. Schreitet man an einer *Fjordküste* seewärts vor, so beobachtet man zunächst zwischen den einander zugewandten Seitenästen von Nachbarfjorden deutliche Thalungen, durch welche man ohne namhaften Anstieg vom einen Fjord zum andern gelangen kann. Solche Thalungen sind die *Eide* Norwegens. Weiter seewärts werden die Eide kürzer und kürzer, endlich tauchen sie ganz unter, so daß die Nachbarfjorde durch eine schmale Straße miteinander verbunden werden, die man *Eidestraße* nennen kann. Dieselbe gliedert eine Insel vom Festlande ab. Je mehr man sich dem offenen Meere nähert, desto breiter werden die Eidestraßen; die äußerste ist oft nur durch eine der Küste parallele Inselflucht vom stark bewegten Meere getrennt. Solche Eidestraßen begünstigen die Schiffahrt

längs der Küsten in hohem Maße, namentlich an der Südspitze Südamerikas. Dringen von zwei entgegengesetzten Seiten her Fjorde in ein Land ein, so hat man zwischen diesen Fjorden niedere Pässe, gelegentlich auch eine Wasserverbindung in Gestalt der Fjordstraße[1]). Die Magalhàesstraße ist ein Beispiel hierfür; weitere werden von Inseln geliefert, wie z. B. die Matotschkin Scharr zwischen den beiden Inseln von Novaja Semlja, wie der Falklandsund zwischen Ost- und Westfalkland.

Die Fjorde sind meist sehr tief; ihr Boden gliedert sich in mehrere durch Schwellen voneinander getrennte Wannen und reicht oft namhaft unter jenen der Flachsee herab. In der Mitte sind sie gewöhnlich weit tiefer als an ihrem Ausgange, welcher durch eine der Außenküste folgende Schwelle förmlich verschlossen ist. In manchen Fällen aber setzt sich die Fjordfurche untermeerisch eine namhafte Strecke weit in jene Schwelle als submarines Thal fort. Dies gilt von den norwegischen Fjorden zwischen dem Vorgebirge Stat und der Insel Smölen; dieselben ziehen sich 30 km weit submarin in das Meer hinaus. Die Fjorde liegen in der Fortsetzung von seenreichen Stufenthälern und hie und da werden sie selbst durch eine Thalstufe begrenzt. Am Ende mancher Fjorde endlich finden sich ins Meer mündende Gletscherzungen, die für die Eisfjorde bezeichnend sind. Fjorde kommen sowohl an Gebirgslands- wie an Flachlandsküsten vor. Sie durchsetzen die Hochgebirgsküsten Norwegens, Patagoniens und von Britisch-Kolumbien, ebenso wie die Mittelgebirgsküsten von Schottland und die Flachlandsgestade Schwedens bei Stockholm sowie Finnlands bei Åbo. Auch sind sie nicht an einen bestimmten Strukturtypus des Landes geknüpft. In Norwegen, Schottland und Grönland zeichnen sie Verwerfungsküsten, in Patagonien, Britisch-Kolumbien und auf Neuseeland Faltungs-

---

[1]) Dieser von Ratzel herrührende Ausdruck (Ueber Fjordbildungen an Binnenseen. P. M. 1880. S. 387, 395) wurde von demselben in weiterer Fassung, namentlich auch zur Bezeichnung der Sundstraßen gebraucht.

küsten aus. Aber sie beschränken sich ausschließlich auf höhere Breiten; sie kommen auf der Nordhemisphäre nur bis 49°, auf der Südhemisphäre bloß bis 41° vor, und zwar reichen sie auf den Westküsten durchweg weiter äquatorwärts als auf den Ostseiten der Festländer; überall zeichnen sie die Küsten vergletschert gewesener Länder aus.

Auf die Fjordküsten und Küsten der arktischen Länder beschränkt ist das Phänomen der Strandlinien und Küstenterrassen. Unter einer Strandlinie versteht man eine Leiste des Küstenabfalles, welche längs desselben eine 20—50 m breite, ziemlich ebene, meist sich seewärts senkende Bahn darstellt. Nach oben ist dieselbe durch eine steile Rückwand begrenzt, mit der sie in einem deutlich einspringenden Winkel, der inneren Kante zusammenstößt, während sie seewärts durch einen ausspringenden Winkel, die Außenkante, an den tieferen Teil der Küstenböschung grenzt. Solche Strandlinien ziehen an den Felswänden der Fjorde entlang und sind namentlich an Vorsprüngen derselben gut zu verfolgen. An den Fjordenden lagern die Küstenterrassen. Es sind dies Schuttablagerungen, welche seewärts in deutlichen Terrassen abfallen. Die Strandlinien und Terrassen steigen bis zu einer bestimmten, von Fjord zu Fjord wechselnden Höhe an, welche im Innern der Fjorde größer ist als am Fjordausgange und innerhalb dieser Höhe kommen sie in den verschiedensten Abstufungen vor, so daß es im allgemeinen schwer hält, benachbarte Vorkommnisse miteinander zu parallelisieren. Aus diesem Grunde ist noch nicht sichergestellt, ob die Strandlinien parallel zum heutigen Meeresspiegel verlaufen oder ob sie ein seewärts gerichtetes Gefälle besitzen, wie von Bravais[1]) und Chambers[2]) zunächst für die Strandlinie des Altenfjordes in Norwegen und jüngst von Andr.

[1]) Rapport sur un ouvrage de M. A. Bravais relatif aux lignes d'ancien niveau de la mer dans le Finmark. C. R. XV. 1842. p. 817.

[2]) Personal Observations on Terraces and other Proofs of the Changes of the relative Level of Land and Sea in Scandinavia. Edinb. New Philos. Journ. XLVIII. 1849. p. 68.

M. Hansen [1]) für alle norwegischen Vorkommnisse behauptet wurde. An der Außenküste fehlen die Strandlinien.

Die Strandlinien sind bisher am genauesten in Norwegen untersucht worden; die ältere einschlägige Litteratur stellte R. Lehmann [2]) zusammen; die Strandlinien des südlichen Norwegens beschrieb neuerlich Andr. M. Hansen, die des nördlichen unter Beigabe vorzüglicher Abbildungen H. Reusch [3]). Ausgezeichnete Strandlinien treten an der Westküste Schottlands auf, im Loch Linnhe, Sound of Mull und beiderseits Point Arduamurchan. Die isländischen Strandlinien beschrieb Th. Thoroddsen [4]). Man kennt sie ferner aus Grönland, sowie vom arktischen Archipel. Ueberall treten sie mit marinen Ablagerungen vergesellschaftet auf.

Vom Typus der Fjorde hebt sich eine Gruppe von Buchten deutlich ab, welche nie so tief, nämlich durchschnittlich bloß 10—20 km, höchstens 50 km weit in das Land eindringen, sich dabei nur unbedeutend verästeln und in der Regel von innen nach außen an Tiefe und Breite zunehmen, so daß sie sich seewärts trichterförmig erweitern. Hier ist auch ihre größte Tiefe, die selten mehr als 100 m beträgt und sich nicht oder nur unbedeutend unter den Boden des vorgelagerten Meeres senkt. An der spanischen Nordwestküste ist dieser Typus am besten entfaltet, hier erstrecken sich die Ria de Vigo, de Pontevedra, de Arosa, de Muros, de la Coruña, de Betanzos und del Ferrol bis 30 km weit in das Land hinein, sich dabei wenig verästelnd, allmählich an Breite und Tiefe verlierend, welch letztere am Ausgange 50 bis 60 m beträgt. Zum geologischen Aufbau Galiciens stehen diese Buchten in keinerlei Beziehung; ihr Ufergestein ist richtungslos struierter Granit. Nach diesen Vorkommnissen hat v. Richthofen [5]) allgemein die in Rede stehenden

---

[1]) Strandlinje-Studier. Arch. f. Math. og Naturv. XIV. 1890. p. 257. XV. 1892. p. 1.

[2]) Ueber die ehemaligen Strandlinien in anstehendem Fels in Norwegen. Progr. Realschule Halle. 1879.

[3]) Det nordlige Norges geologi. 1892. p. 80.

[4]) Postglaciale marine Aflejringer, Kystterrasser og Strandlinjer i Island. Geografisk Tidskr. 1891/92.

[5]) Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 308. Es ist nötig speziell auf die Rias von Galicien hinzuweisen, da im Spanischen jede Flußmündung Ria heißt.

Buchten Rias und die von ihnen durchsetzten Küsten Riasküsten genannt.

Die Riasküsten sind ebenso unabhängig vom geologischen Bau des Landes wie die Fjordküsten und knüpfen sich an keine bestimmte Höhenlage desselben. Vornehmlich umranden sie jedoch Flachländer und Mittelgebirge. Sie sind am Hügellande der Bretagne und an jenem von Cornwallis entwickelt, namentlich aber treten sie an der brasilianischen Ostküste unfern Rio de Janeiro auf, an der chinesischen Südküste und an der Ostseite Australiens. Die Beschränkung auf höhere Breiten wie bei Fjordküsten wiederholt sich bei ihnen nicht.

Eine besondere Art der Riasküste ist charakterisiert dadurch, daß die Bucht dem Schichtstreichen folgt und die Lage eines Längsthales einnimmt. Derartige Buchten kommen ausschließlich an Küsten vor, welche senkrecht oder schräge zum Schichtstreichen verlaufen, wie z. B. an der istrischen Nordküste, wo sie „Vallone“ heißen und an der Südwestküste Irlands, wo sie die allgemeine Bezeichnung Bay tragen. Vallone sind namentlich dort vorhanden, wo eine der Küste vorgelagerte Kette mit derselben nur lose verwachsen ist und, durch zwei tief eingreifende Buchten vom Lande getrennt, als T-förmiges Vorgebirge auftritt, wie z. B. die Halbinsel de Paria in Cumara, Venezuela. Vereinigen sich zwei solche einander entgegenwachsende Buchten, so bilden sie eine Vallonenstraße, welche irgend eine Längsinsel abschnürt. Diese Straßen sind bezeichnend für die dalmatinische Küste samt den ihr vorgelagerten Inseln. Sie heißen hier wie zahlreiche andere Buchtenformen kurzhin Kanal. Ziemlich selten kommen auch an Küsten, welche dem Schichtstreichen folgen, Längsbuchten vor, welche durch ein Stück Querbucht mit dem offenen Meere zusammenhängen. Man hat dann Eingriffe des Meeres mit T-förmigem Grundrisse, wie solche durch die Bucht von San Francisco im großen Maßstabe und jene von Buccari an der kroatischen Küste in kleinen Dimensionen dargestellt werden.

Muß die trichterförmige Erweiterung der Riasbuchten im allgemeinen als Regel gelten, so gibt es doch auch Ausnahmen

hiervon. Die *Föhrden* der schleswig-holsteinischen Ostküste, die *Kanäle* von Leme und Arsa an der istrischen Küste, die *Buchten* von Slano, Ombla und Lonka unweit Ragusa zeigen eine nur sehr unbedeutende Verbreiterung und haben im allgemeinen einen schlauchartigen, fast fjordähnlichen Verlauf, ohne dabei aber gleich den Fjorden in der Mitte tiefer als am Ausgange zu sein. Hie und da endlich zeigen die Riasbuchten unregelmäßige Verbreiterungen und Einschnürungen, welche namentlich für die *Bocche* von Cattaro bezeichnend sind. Fast allgemein ist aber die Tiefenzunahme der Riasbuchten nach der See hin; nur dort, wo eine Gezeitenbarre vor der Bucht aufgeworfen ist, wie z. B. vor jener von San Francisco, erleidet auch diese Regel eine Ausnahme.

Sehr häufig sind die kurzen gedrungenen Buchten, welche in der Regel sich nur etwa 1 km weit in das

Fig. 34.

Calaküste von Mallorca.
1 : 250 000.

Fig. 35.



Schermküste des Roten Meeres.
1 : 1 000 000.

Land hinein erstrecken und dabei selten größere Tiefen als 20 m aufweisen. Dem Umrisse nach sind zwei Gruppen zu unterscheiden; man hat es auf der einen Seite mit zahlreichen kleinen, nebeneinander befindlichen, durch

Halbkreisbogen begrenzten Buchten zu thun, zwischen welchen das Land in spitzen Vorgebirgen vorspringt; solche Buchten heißen auf den Balearen und auf Malta Cala; auf der andern Seite handelt es sich um kurze, geradlinig begrenzte und stumpf endende Einschnitte, welche in mehr oder weniger großen Entfernungen auftreten. An den Küsten des Roten Meeres werden dieselben Scherm genannt. Je kürzer die Buchten einer Calaküste und je seltener die einer Schermküste werden, desto mehr nähert sich das gebuchtete Gestade dem glatten, und zwar im ersteren Falle der gesägten, im letzteren der gewöhnlichen Form desselben.

Zwischen den geschilderten drei Typen der gebuchteten Küsten sind zahlreiche Uebergänge vorhanden und es ist im einzelnen Falle oft schwer zu unterscheiden, welche Form vorliegt. Unverkennbar aber kommen die drei genannten Typen untereinander vergesellschaftet vor, so daß nur aus dem Gesamthabitus der Küste, aus der Beschaffenheit der Mehrzahl ihrer Buchten auf die Natur der einzelnen geschlossen werden kann. Auch ist zu erwähnen, daß der Verlauf stark gebuchteter Küsten im einzelnen oft wieder minder gebuchtet ist. Namentlich an den Riasküsten finden sich nicht selten Cala- und Schermformen, während hie und da zwischen Fjorde sich Rias einschalten. In solchen Fällen wird immer die reicher gegliederte Küstenform als die charakteristische zu gelten haben.

b) Struktur.

Jede Einzelheit in der Gestaltung der gebuchteten Küste mahnt an ein Gebirge, dessen Thäler unter das Meer getaucht sind und dessen Kämme nunmehr als Küstenkämme oder, wenn sie durch tiefe Einsattelungen unterbrochen sind, als Küsteninseln entgegentreten. Auf Grund dieser Analogie der Erscheinung kann die gebuchtete Küste ebenso wie die Thallandschaft eingeteilt werden; man kann unterscheiden Plattenküsten und Tafelküsten, bei welchen sich zwischen den Buchten

mehr oder weniger ebene Flächen einschalten, ferner Flachland-, Mittel- und Hochgebirgsküsten, bei welch letzteren zwischen den Buchten sich gewölbte Rücken oder scharfe Schneiden erstrecken. Irgend eine Niveaulinie eines Gebirgslandes tritt in den gezähnten Küsten als Strandlinie hervor und ihre Einbuchtungen bilden die Innenküste. Die Außenküste hingegen entspricht meist einem Gebirgsabfalle und nach der Natur desselben kann eine strukturelle Einteilung der Küsten aufgestellt werden. Man kann unterscheiden:

1. Stufenküsten, deren allgemeiner Verlauf mit einer Landstufe zusammenfällt und deren Buchten von den die letztere durchsetzenden Thälern bestimmt sind. Die esthländische Küste am Finnischen Meerbusen ist ein ausgezeichneter Repräsentant dieser Art; sie ist ausgezeichnet durch kleine Rias von 5 km Länge, welche hier Wiek genannt werden und stets in der Fortsetzung eines Thälchens sich befinden.

2. Verwerfungsküsten, deren allgemeiner Verlauf mit einer großen Bruchzone zusammenfällt. Dieselben spielen rings um den Atlantik eine große Rolle, weswegen Ed. Sueß[1]) von einem durch Verwerfungen gebildeten atlantischen Küstentypus spricht. Man hat hier in Neufundland, Grönland, Norwegen und Schottland echte Fjordküsten, in der Bretagne und in Galicien Riasküsten, in Südwestirland Vallonenküsten. Schermformen kommen an der patagonischen Ostküste und Calas an zahlreichen Inseln vor. Diese beiden letzterwähnten kurzbuchtigen Formen sind namentlich bezeichnend für Inseln des Mittelmeeres und Küsten des Roten Meeres.

3. Faltungsküsten begleiten den Abfall von Faltungszonen gegen das untergetauchte Vorland. Sie sind namentlich rings um den Pazifik entwickelt, weswegen sie Sueß als pazifischen Typus zusammenfaßt. Auch sie sind mehr oder weniger gebuchtet. Sie treten in den höheren Breiten der beiden Amerika als Fjordküsten auf, eine Riasküste ist die australische Ost-

[1]) Antlitz der Erde II. S. 256.

küste. Cala- und Schermformen kommen hie und da in den niederen Breiten der amerikanischen Westküste vor. Werden Faltungsküsten durch die Uferlinie schräg abgeschnitten, so zeigen sie Vallonenformen, welche nirgends schöner als an der dalmatinischen Küste vorhanden sind, wo eine Faltungszone halb untergetaucht ist. T-förmige Buchten und T-förmige Vorgebirge sind besonders charakteristisch für alle Faltungsküsten.

4. Vulkanküsten befinden sich an Abfällen vulkanischer Aufschüttungsgebirge und haben dort, wo letztere unverletzt sind, einen ziemlich einförmigen Verlauf; bezeichnend für sie sind Buchten, welche sich am Orte eines Kraters befinden. Solche Kraterbuchten sind häufig ziemlich tief, manchmal stehen sie nur durch schmale Oeffnungen mit dem Meere in Verbindung, wie z. B. der 62 m tiefe Krater der Insel St. Paul im Indischen Ozean [1]) und kleinere Buchten der Gegend von Auckland in Neuseeland [2]), während sie in anderen Fällen nur noch die Hälfte des ehemaligen Kraters einnehmen, wie der Hafen von Sta. Isabel auf Fernando Póo [3]), oder mehrere Oeffnungen nach dem Meere besitzen, wie z. B. die Bucht von Santorin, die sich in einem Explosionskrater erstreckt. Sind die Vulkankegel bereits verletzt, so ist der Küstenverlauf rings um sie herum gebuchtet, indem kleine Buchten in die Barrancos eindringen; solche Scherme verbinden sich mit echten Kraterbuchten auf der Bankshalbinsel in Neuseeland. Gänzlich erloschene vulkanische Gebirge haben sowohl Fjordküsten (Kerguelen) als auch Riasküsten (Nukahiwa).

Jedwelche einzelne Strukturform der gebuchteten Küste kann mehr oder weniger tief zerschnitten sein

---

[1]) F. v. Hochstetter, Reise der österreichischen Fregatte Novara. Geolog. T. II. Wien 1866. S. 39.

[2]) F. v. Hochstetter, Der Isthmus von Auckland in Neuseeland. P. M. 1862. S. 81. — Reise der österreichischen Fregatte Novara. Geolog. T. I. 1. (Geologie von Neuseeland.) Wien 1864. Taf. 3.

[3]) Krümmel, Die Haupttypen der natürlichen Seehäfen. Globus. LX. 1891. Nr. 21 u. 22.

und bald kurz gebuchtet, stellenweise ungebuchtet, selbst mehr oder weniger glatt verlaufen. Es existiert keine bestimmte Beziehung zwischen Grad der Buchtung und innerem Bau der Küsten. Andererseits ist wohl auch möglich und in manchen Fällen sogar wahrscheinlich, daß der allgemeine Verlauf einer gebuchteten Küste unabhängig vom inneren Bau derselben ist, was dort der Fall sein wird, wo die Außenküste nicht an einem Gebirgsabfalle verläuft, sondern nur eine beliebige Niveaulinie eines Gebirgslandes hervorhebt. Man denke sich z. B. eine Küstenlinie, welche dem Niveau von 2000 m der Alpen entspricht. Man hätte dann eine deutliche Buchtenküste, welche in der Linie Salzburg-Graz die einzelnen Zonen des Gebirges schräge abschneiden und nicht mehr mit dessen Fuß zusammenfallen würde. In dieser Weise mag die Außenküste mancher gebuchteten Inselgruppen, wie z. B. der Fär-Öer und Kerguelen als bloße Abdachungsküste aufzufassen sein. Die bei derselben vorkommende Diskordanz zwischen Struktur und Erstreckung der Küste ist bei allen jenen glatten Küsten, deren Verlauf durch bedeutenden Gewinn oder Verlust von Land bestimmt ist, Regel, während sie bei den Ausgleichküsten, deren Vorgebirge abgefeilt und deren Buchten ausgefüllt sind, schon seltener eintreten wird. Nur im großen und ganzen gilt, daß die Mehrzahl der gebuchteten und der aus ihnen hervorgegangenen Ausgleichküsten eine Konkordanz zwischen Verlauf und Tektonik der Küsten aufweisen, während bei den glatten Küsten das Gegenteil der Fall ist.

c) Entstehung.

Die enge Beziehung zwischen gebuchteten Küsten und Gebirgen bezw. Gebirgsländern ist ein bestimmter Hinweis auf die Entstehung der Buchten. In der Fortsetzung von Thälern liegend, gleich diesen durch Rücken getrennt, erscheinen sie als untergetauchte Thäler und ihre Entstehung führt sich auf ein Sinken des Landes oder eine positive Bewegung der Strandlinie zurück. Ge-

stützt wird diese Folgerung dadurch, daß keine der an den Küsten wirkenden Kräfte lange, schmale und tiefe Einkerbungen der Küstenlinie hervorzubringen vermag. Nach Zurundung der Ufer und nicht nach Buchtung derselben streben Brandung und Küstenströmung. In einigen Fällen wird ferner die Folgerung bekräftigt durch Senkungserscheinungen an der Küste selbst. Das Südufer der Cookstraße zwischen den beiden Inseln Neuseelands, welches während des Erdbebens von 1855 gesenkt wurde, ist tief gebuchtet, während das gehobene Nordufer auf eine große Strecke glatt verläuft. Senkungserscheinungen werden ferner von der Küste Dalmatiens berichtet, die einer halbuntergetauchten Faltungszone gleicht. Ebenso sinkt die Riasküste der Bretagne. Dafür aber kommen an anderen tiefgebuchteten Küsten zweifellose Hebungserscheinungen vor. Dies gilt von allen Fjordküsten, in deren Innerem gehobene postglaciale, marine Schichten vorkommen. In solchen Fällen hat eine Hebung bereits die früher stattgefundene Senkung abgelöst; aber das Land ist immer noch gegenüber jener Zeit, während welcher die Thäler eingeschnitten wurden, gesenkt. Der gebuchtete Küstenverlauf ist charakteristisch für gesunkene Küsten und nicht etwa bloß für sinkende.

Taucht irgend ein thaldurchfurchtes Land unter das Meer, so dringt dieses in den Thälern um so weiter landwärts vor, je tiefer dieselben eingeschnitten sind. Der mehr oder weniger große Grad der Buchtentwickelung hängt daher in erster Linie von der Thalentwickelung des untergesunkenen Landes ab. Während des Untertauchens werden die Flüsse rückgestaut, sie schütten ihre Thäler zu. Wird so viel abgelagert als durch die Senkung untertaucht, so kann das Meer nicht in das Thal hineindringen, es entsteht keine Bucht, während umgekehrt die letztere um so größer wird, je geschiebeärmer der Thalfluß ist. Die Größe der während des Untertauchens eines Landes entstehenden Buchten hängt neben der ursprünglichen Gliederung auch von der Geschiebeführung der Flüsse jenes Landes ab. Sehr tief in das Land eingreifende Buchten können daher nur dort auf-

treten, wo ein sehr tief zerschnittenes Land mit geschiebearmen Flüssen sinkt.

Diese Erwägung hat zunächst bei Betrachtung der Fjordbildung Platz zu greifen. Der Umwandlung der Thäler in Buchten hat hier die Thalverschüttung nicht entgegengearbeitet. An den Ausläufern der Fjorde fehlen breite Schotterflächen, man hat hier die erwähnten Terrassen vor sich, hinter welchen sich fast regelmäßig Seen erstrecken, wie denn überhaupt die in den Fjorden ausgehenden Thäler Seethäler bezw. Stufenthäler sind, welche ihre letzte Ausgestaltung durch Gletscher erfahren haben [1]). Dies gilt auch von den in den Fjorden untergetauchten Thalstrecken. Ihre eigentümlichen Tiefenverhältnisse charakterisieren sie ohne weiteres als untergetauchte Seethäler und ihre Beschränkung auf die Gebiete höherer Breiten, in welchen eiszeitliche Gletscher vorhanden waren, weist auf eine glaciale Ausgestaltung hin. Durch letztere können Thäler nicht bloß vertieft, sondern auch während einer Senkung oder einer Verbiegung vor Verschüttung bewahrt worden sein. Welcher von beiden Fällen auch eingetreten gewesen sein mag, jedenfalls konnte in dem Maße, als die Gletscher schmolzen, das Meer in die bereits untergetauchten unverschütteten Thäler eindringen. Die starke Buchtung der Fjordküste ist bedingt sowohl durch die tiefgreifende Zerschneidung des Landes durch die von Gletschern ausgestalteten Seethäler wie auch dadurch, daß dem Eindringen des Meeres in die untergetauchten Thäler keine Flüsse entgegenarbeiteten. Die Entstehung der Fjorde ist daher in doppelter Beziehung mit der Entwickelung eiszeitlicher Gletscher verbunden.

Das Zusammenvorkommen von Strandlinien und Fjordküsten legt von vornherein die Mutmaßung nahe, daß zwischen beiden Erscheinungen eine ursächliche Beziehung besteht. Diese Strandlinien der Fjorde sind alte Uferlinien und zwar eines früheren Meeresstandes, wie

---

[1]) „Ein typisches Fjordthal“ beschrieb E. v. Drygalski aus Westgrönland. Richthofen-Festschrift. Berlin 1893. S. 41.

aus ihrer Verknüpfung mit den Terrassen hervorgeht. Letztere bestehen aus Moränenschutt oder Glacialschotter, welcher in vielen Fjorden auf blauem marinem Thone mit arktischer Fauna auflagert. Die Deltaschichtung in vielen Terrassen weist zudem auf eine Ablagerung unter Wasser hin. Nach alledem müssen die Terrassen als die Endmoränen der rückziehenden Vergletscherung gelten, welche teils submarin, teils übermeerisch bei einem höheren Stande des Meeres abgelagert worden sind. Die sonstigen Spuren des letzteren liegen in den Strandlinien vor, die bis zu demselben Niveau wie die Terrassen aufsteigen. Es sind daher die Strandlinien als Uferbildungen von Eisfjorden aufzufassen; sie sind wahrscheinlich durch jene Kräfte in die Fjordwandungen eingeschnitten, welche an den Ufern der Eisfjorde ebenso gestaltend wirken, wie an anderen Küsten hoher Breiten, nämlich das Küsteneis. Die aus den Fjorden heraustreibenden Eisschollen, namentlich der durch die Gezeiten bewegte Eisfuß, dürften einen wesentlichen Anteil an der Bildung der Strandlinien haben.

Mit der Entstehung der letzteren und der Fjordküsten überhaupt beschäftigt sich eine ziemlich reichhaltige Litteratur. Die Beschränkung der Fjorde auf höhere Breiten betonte zuerst J. Dana[1]; er definierte sie als untergetauchte Thäler und warf die Frage auf, ob sie durch rinnendes Wasser oder durch Eis ausgehöhlt worden seien, welche Frage später durch A. C. Ramsay[2], Murphy[3], Rob. Brown[4], Amund Helland[5], James Geikie[6]) und andere bejaht worden. J. Geikie hob namentlich den Anteil hervor, welchen das rinnende Wasser an der Fjordbildung hat; es furchte die Thäler ein, welche später durch die Gletscher ausgestaltet wurden[7]), Brögger hat an einem

[1]) U.-S. Exploring Expedition under the command of Wilkes. X. Geology. 1849. p. 675. Vergl. auch Am. Journ. (2). VII. 1849. p. 376.

[2]) On the glacial Origin of certain Lakes. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. 1862. p. 185 (203).

[3]) On the Nature and Cause of the glacial Climate. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XXV. 1869. p. 350.

[4]) On the Formation of Fjords, Cañons etc. J. R. G. S. XXXIX. 1869. p. 121.

[5]) Die glaciale Bildung der Fjorde und Alpenseen in Norwegen. Pogg. Ann. LXVI. S. 538.

[6]) The Great Ice Age. 2nd ed. 1877. p. 389.

[7]) Penck, Glaciale Bodengestaltung. Ausland. 1882. S. 348, 373.

konkreten Beispiele gezeigt[1]), welchen Einfluß die Dislokationen bei der Entstehung der Fjorde nahmen, indem sie deren Richtung bestimmten. Von andrer Seite hingegen ist den Gletschern nur eine konservierende Wirkung bei der Fjordbildung zugestanden worden, Peschel[2]), Kjerulf[3]) und Gurlt[4]) hielten die Fjorde für Spalten, die bei der Erhebung des Landes aufklafften und von den Gletschern vor Zuschüttung bewahrt wurden. Halten beide Anschauungen im wesentlichen daran fest, daß die Fjorde untergetauchte Thäler sind, so hat es aber auch nicht an Stimmen gefehlt, welche sie für Brandungswerke erklärten. (Vergl. Bd. II, S. 581.) Eine Monographie der Fjorde hat P. Dinse begonnen[5]).

Die Bildung der Strandlinien ist vielfach auf die Wirkung der Brandung zurückgeführt worden. Diese von Kjerulf[6]), Mohn[7]), Reusch[8]) u. a. vertretene Ansicht ist insbesondere von R. Lehmann[9]) ausgearbeitet worden. Ihr steht die Thatsache gegenüber, daß die Strandlinien gerade im Innern der Fjorde, wo die Brandung sehr geringfügig ist, auftreten, und an der Außenküste, wo jene tobt, fehlen. Frühzeitig ist denn auch schon auf die Mitwirkung des Eises bei der Strandlinienbildung hingewiesen worden. Keilhau[10]), K. Pettersen[11]) und Andr. M. Hansen[12]) schreiben den treibenden Eisschollen die Einfurchung der Linien zu; Knutsen sah dieselben in Grönland in der Zone zwischen Hoch- und Niederwasser durch die Thätigkeit des Eisfußes entstehen[13]).

---

[1]) Ueber die Bildungsgeschichte des Kristianiafjordes. Nyt Mag. f. Naturv. XXX. 1876.

[2]) Die Fjordbildungen. Ausland. 1866. — Neue Probleme. S. 9.

[3]) Norges forherskende Fjeld- og Spräkkesystemer in Om Skuringsmärker etc. Universitätsprogramm. Christiania 1876. p. 86. — Ueber die Meinungsverschiedenheiten zwischen Kjerulf und Helland vergl. Penck, Norwegens Oberfläche. Ausland. 1882. S. 190.

[4]) Ueber die Entstehung der Fjorde. Sitzber. Niederrhein. Gesellsch. Bonn. 1874. XXXI. S. 143.

[5]) Die Fjordbildungen. Z. G. f. E. XXIX. 1874. S. 189.

[6]) Om Skuringsmärker. Univers.-Progr. Christiania. 1870.

[7]) Bidrag til Kundskaben om gamle Strandlinier i Norge. Nyt Mag. f. Naturv. XXII. 1876. p. 1.

[8]) En Notis til Kundskaben om Strandlinier. Vidensk. Selsk. Forh. Christiania. 1874. p. 284.

[9]) Ueber die ehemaligen Strandlinien in anstehendem Fels in Norwegen. Progr. Realschule Halle a. S. 1879.

[10]) Undersögelser om hvorvidt i Norge findes Tegn til en Fremstigning af Landjorden. Nyt Mag. f. Naturv. I. 1838. p. 105 (231).

[11]) Om de i fast Berg indgraved Strandlinier. Arch. f. Math. og Naturv. III. 1878. p. 182—223.

[12]) Strandlinje-Studier. Arch. f. Math. og Naturv. XIV. 1890. p. 257. XV. 1892. p. 1.

[13]) Om den geologiske Forhold i Dansk Östgrönland. Meddelelser om Grönland. IX. 1889. p. 235 (249).

Ist man lange Zeit der Ansicht gewesen, daß alle parallelen Leisten an Thalgehängen Strandbildungen seien, welche Ansicht namentlich von Rob. Chambers[1]) verfochten wurde, so hat gerade die Untersuchung des ausgezeichnetsten Beispieles dieser Art, der Parallel Roads im Glen Roy gelehrt, daß hier Uferlinien glacialer Stauseen vorliegen (vergl. Bd. II. S. 213). Andr. M. Hansen[2]) hat diese Deutung auch auf einige norwegische Vorkommnisse, dieselben Seter nennend, ausgedehnt; dieser Ansicht ist auch E. Sueß[3]) und mit einigen Modifikationen Chr. Sandler[4]) beigetreten; letzterer erachtet die Strandlinien für Uferlinien von Moränen- und Eisdammseen. Hansen hat kürzlich diesen Deutungsversuch zurückgezogen und vollkommen würdigend, daß in Norwegen die Uferlinien glacialer Stauseen stellenweise vorliegen, die littoralen Vorkommnisse als marine Bildungen gedeutet. In der That, soweit als sich Strandlinien mit marinen Terrassen vergesellschaften, was die Regel ist, liegt kein Grund vor, sie den glaciallakustren Bildungen zuzurechnen, von welch letzteren sie durch große Höhenunterschiede getrennt werden. Gegen die Entstehung der Strandlinien durch treibendes Eis hat Schiötz eingewandt, daß die Abdachung der Strandlinienbahn zum Fjord hin gelegentlich fehlt und durch isolierte Aufragungen unterbrochen wird. Es ist der lebhafte Gezeitenwechsel und die dadurch begünstigte subaërile Denudation, welche nach Schiötz[5]) die Entstehung der Strandlinien verursachte. Hansens erwähnte Arbeit bespricht ausführlich ältere Ansichten, welche größerenteils auch von Chr. Sandler[6]) zusammengestellt wurden.

Die Annahme glacialer Stauseen bringt die Abstufungen der Terrassen und Strandlinien mit dem ruckweisen Auslaufen jener Seen in Beziehung; bei Annahme mariner Entstehung beider ist namentlich von Kjerulf auf ruckweise Erhebung des Landes geschlossen worden. Nach Hansen fand die Erhebung periodisch statt und geschah in dem Maße, als das Land eisfrei wurde, welch letzteres, vom Eise entlastet, aufstieg. In den Ruheperioden entstanden die Strandlinien, was auch Schiötz im Gegensatze zu Pettersen und A. Blytt nachweist, welche beide angenommen hatten, daß sich die Strandlinien bei einer fortgesetzten Hebung

[1]) Ancient Sea-Margins as Memorials of Changes in the relative Level of Sea and Land. 1847.

[2]) Om Seter eller Strandlinjer i store höider over havet. Arch. f. Math. og Naturv. X. 1888. p. 329. — On Seter Strandlinier or Parallel Roads in Norway. The Nature. XXXIII. 1885/86. p. 268.

[3]) Antlitz der Erde. II. S. 415.

[4]) Strandlinien und Terrassen. P. M. 1890. S. 209.

[5]) Nogle Bemärkninger om Dannelsen af Strandlinier i fast Fjeld. Vidensk. Selsk. Forhandl. Christiania. 1894. Nr. 4.

[6]) Zur Strandlinien- und Terrassen-Litteratur. Wissensch. Veröffentl. d. Vereins f. Erdkunde. Leipzig. I. S. 295.

des Landes gebildet hatten, nach Blytt[1]) infolge von periodisch heftigen Frostwirkungen. Dem Ansteigen der Strandlinien binnenwärts entspricht genau die Verbiegung postglacialer mariner Bildungen in Schweden (vergl. Bd. II, S. 538), die Abstufungen der Strandlinien wiederholen sich in den gehobenen Korallenküsten.

Die Riasküsten sind vielfach den Fjordküsten zugezählt worden[2]), aber abgesehen von den eigentümlichen Tiefenverhältnissen der Fjorde unterscheiden sich die Rias von denselben wesentlich durch ihre trichterförmige Gestalt, sie ziehen sich meist in eine trichterartig erweiterte Flußmündung aus, die von versumpften Ufern begleitet ist. Es hat an den Riasküsten die Thalverschüttung der Senkung nur wenig entgegengearbeitet. Dies ist im wesentlichen darin begründet, daß an den Riasküsten im allgemeinen sehr kurze Wasseradern auftreten, die ein kleines Einzugsgebiet besitzen und daher geschiebearm sind. Die Riasküsten zeichnen die kurzen, von tiefen Thälern durchfurchten Abdachungen eines Landes aus, mit dessen Niveaulinien sie nahezu parallel laufen und dessen Abdachung sie nirgends jähe abschneiden. Sie tragen daher durchaus den Stempel einfacher Untertauchungserscheinungen, die Brandung spielt bei ihrer Bildung keine andere Rolle, als daß sie hie und da in die Küstenabdachung Kliffe eingeschnitten hat. Im Einklange mit dieser Auffassung steht die Thatsache, daß an der Nordküste der Bretagne sich die in den Rias untergetauchten Thalfurchen als submarine Thäler bis in das offene Meer fortsetzen.

Bemerkenswert ist die Häufigkeit des Auftretens tiefer Rias an granitischen Küsten, z. B. an der Bretagne und in Galicien, sowie auch an der südchinesischen Küste. Es hängt dies offenbar damit zusammen, daß der Granit samt ähnlichen archäischen Gesteinen vielfach eine tiefgreifende Zerschneidung durch Thäler erfahren hat. Es gilt dies übrigens auch von Fjordküsten. Je unebener das Granitland Grönlands ist, desto mehr scheint es mit

---

[1]) Theorien om vexlende kontinentale og insuläre klimater anvendt paa Norges Stigning. Vidensk. Selsk. Forh. Christiania. 1881. Nr. 4. p. 12.

[2]) F. Hahn, Inselstudien. Leipzig 1883. S. 142.

dem Meere zu ringen, desto tiefer gebuchtet und zerschnitten verläuft die Küste [1]). Ist in solchen Fällen vornehmlich die tiefe Zerthalung die Ursache der Riasbildung, so tritt dieselbe an Kalksteinküsten deswegen auf, weil hier die Flüsse geschiebelos sind, da sie fast ausschließlich von Quellen gespeist werden. In die Karstplatte Istriens dringen schlauchartige Buchten überall dort ein, wo dieselbe von Thälern durchsetzt ist und die Rias der Gegend von Ragusa führen direkt zu mächtigen Quellen. Die Föhrden Schleswig-Holsteins endlich erscheinen als untergetauchte Thäler, deren Gefällsverhältnisse während der Eiszeit gestört worden sind. Sie sind untergetauchte Rinnen des Gebietes der glacialen Anhäufung [2]).

Die Cala- und Schermküsten endlich bezeichnen im allgemeinen untergetauchte Länder, welche nur wenig von Thälern zerschnitten sind. Calas begleiten die Steilabfälle von Gebirgen, welche nur von Schluchten zerrissen werden, wie z. B. auf Mallorca und an der kroatischen Küste am Abfalle des Vellebitgebirges zwischen Zengg und Carlopago. Die Scherme sind typisch für Küsten, welche thalarm sind, auf große Strecken unzerteilt verlaufen, um da und dort von einem Thälchen zerfurcht zu werden, wie dies in regenarmem Klima die Regel ist. Die Schermküsten sind die Küstenformen untergetauchter Wüstengebirge.

Die verschiedenen Formen der gebuchteten Küsten sind im großen und ganzen bedingt durch den Charakter des untergetauchten Landes. Liefert ein von Schluchten zersetzter Abfall Calas, so hat eine thaldurchfurchte Abdachung Rias, während ein Gebirge mit Stufenthälern Fjorde aufweist. Unter allen Umständen deutet das Auftreten von gebuchteten Küsten auf eine stattgefundene Senkung, die entweder noch fortschreitet oder wie bei den Fjordküsten bereits durch eine Hebung ersetzt wird, welch letztere aber noch bei weitem hinter dem Betrage der vorausgegangenen Senkung zurücksteht. Die Verbreitung der gebuchteten Küsten gibt daher einen

---

[1]) Rink, Grönland, geographisk og statistisk beskrevet. I. p. 24.

[2]) Vergl. auch Haas, Studien über die Entstehung der Föhrden (Buchten) an der Ostküste Schleswig-Holsteins. Mitt. a. d. mineral. Institut d. Universität Kiel. 1888.

Anhalt für den stattgehabten Landverlust durch eine positive Verschiebung der Strandlinie.

In dieser Hinsicht erscheint zunächst als bemerkenswert, daß in den höheren Breiten beider Hemisphären gebuchtete, meist sogar gefjordete Küsten herrschen, denen in niederen Breiten keineswegs ausschließlich glatte Küsten gegenübertreten. Vielmehr kommen allenthalben in den Tropen und gemäßigten Breiten auch gebuchtete Gestade vor, man denke nur an die gesamte Ostküste von Asien, an die Ost- und den größten Teil der Nordküste Australiens, an die Küsten von Tenasserim und Arakan, an die Küste der Westghats zwischen Bombay und Goa, an die Küste von Oman und die Scherme des Roten Meeres, an die Buchten Kleinasiens und der Balkanhalbinsel sowie jene von Malta, Korsika, Sardinien, den Balearen und Pityusen, man erinnere sich an die gebuchtete Küste von Fouta Djallon, an die Ostküste des Golfes von Guinea, an die nördliche Mozambique- und die Nordküste von Madagaskar, man ziehe endlich die Riasküste Brasiliens und die gebuchtete Westküste des Isthmus von Panama in Betracht; es wird dann kein Zweifel darüber herrschen können, daß die gebuchteten Küsten allgemein verbreitet sind und keine zonale Beschränkung aufweisen. Es gibt nur wenige Stellen, wo ihr Fehlen charakteristisch ist. An allen Küsten, an welchen kaltes Tiefenwasser auftritt, mangeln die Buchten, hier gibt es aber auch keine Niederschläge und thalbildende Flüsse. Umgekehrt ist bemerkenswert, daß an sehr vielen jener Küsten, die sich durch besonderen Regenreichtum auszeichnen, Buchten vorkommen.

Ungefähr 37 % der festländischen Küste sind gebuchtet, nämlich 96 000 km, davon tragen 31 000 km den Charakter von Fjordküsten, 45 000 km den von Riasküsten, 20 000 km sind wenig gebuchtet. Dem stehen 112 000 km glatter Küsten, also 43 % aller Festlandküsten gegenüber; von denselben verlaufen nicht weniger als 77 000 km vollkommen glatt und erscheinen bei weitem überwiegend als Flachküsten, während etwa 35 000 km dem Typus der Ausgleichküsten angehören, unter welchen

allerdings auch manche wenig gebuchtete Küstenstrecke mitgemessen sein kann. Im großen und ganzen wird man daher vor der Hand nur von einem Gleichgewichte zwischen glatten und gebuchteten Küsten reden können. Da unter den glatten Küsten 2/3 reine Flachküsten sind und auch nur ein Teil der Ausgleichküsten in Gestalt echter Kliffküsten entgegentritt, so können nur 10 % der Küstenlängen als Werke der Abrasion gelten. Dem stehen 37 % der Gestade gegenüber, welche ihre Konturen einer positiven Verschiebung der Küstenlinie danken. Es kommen also die Veränderungen in der Strandlinie vielmehr für die Küstengestaltung in Betracht, als die Thätigkeit der Brandung. Da ferner die glatten Flachküsten ihr Material zu einem guten Teile den Flüssen danken, so macht sich auch die fluviatile Denudation in den Küstenumrissen mehr geltend, als die Brandungsabrasion. Deuten die gebuchteten Küsten auf Senkungserscheinungen und die Ausgleichküsten auf eine stabile Lage des Strandes, so können die Flachküsten doch nicht als gehobene Küsten erklärt werden, da in vielen Fällen die Anschwemmung der Senkung Schritt zu halten vermochte. Im großen und ganzen sind daher für den Verlauf der Küstenlinie die positiven Verschiebungen der Strandlinie mehr maßgebend als die negativen. Die Gegenwart ist nach den Küstenumrissen zu urteilen, eine Zeit der Transgression.

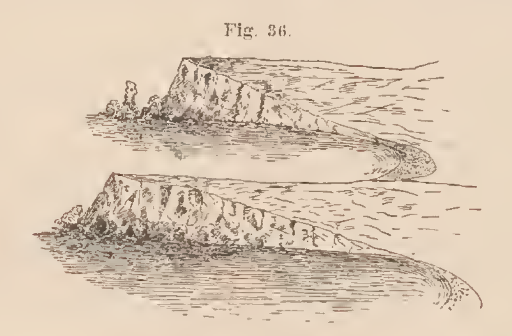
So oft man geneigt war, die Bildung der Thäler auf die Wirkungen des Meeres zurückzuführen, hat man auch die Meeresbuchten als Werke derselben erklärt, welche durch die Brandung oder die Meeresströmungen ausgearbeitet worden seien. Diese Anschauung hat sich bis in die jüngste Zeit erhalten. v. Lasaulx[1]) führte die Fjorde an der Westküste von Irland auf die Brandung zurück, welche weichere Schichten aus härteren herauspräparierte. F. Hahn besprach die Riasküsten und die Fjordküste Schottlands unter dem Gesichtspunkte der Erosion durch Strömungen und Wellen des Meeres[2]). Rütimeyer[3]) erklärte die Rias der Bre-

---

[1]) Aus Irland. Bonn 1877. S. 90.
[2]) Inselstudien. Leipzig 1883. S. 124.
[3]) Aus der Bretagne. Basel 1883. S. 45.

tagne durch die Thätigkeit des Meeres, was nach Rittau[1]) auch die Ansicht Reins ist. Dem gegenüber ist zu betonen, daß Meeresströmungen wohl bereits vorhandene Straßen offen halten, nie aber Buchten bilden können, daß ferner die Brandung stets im Innern von Buchten erlahmt. Man kann dies deutlich bei

Fig. 36.



Die Kliffe an Buchten.

Betrachtung einer typischen gebuchteten Küste, wie z. B. am Ostende der Pyrenäen wahrnehmen, wo die „Pointe" zwischen den Buchten dem Meere stets ein Kliff zukehren, das sich buchteinwärts regelmäßig verliert, wie dies Fig. 36 darstellt. Der Brandung kann daher höchstens nur eine Erweiterung der Buchtmündung zugeschrieben werden, nie aber die Buchtbildung selbst. Klar und bestimmt sprach dies James Dana[2]) aus und er war es auch, welcher die Buchten als untergetauchte Thäler hinstellte. Aehnlich äußerten sich auch Wynne[3]), v. Richthofen[4]), sowie neuerlich ausführlich Philippson[5]).

4. Die gelappten Küsten.

Wie reichhaltig auch die Gliederung ist, welche die gebuchteten Küsten besitzen, so kommt dieselbe doch

[1]) Deutsche Rundschau für Geographie u. Statistik. V. 1883. S. 282.

[2]) U. S. Exploring Expedition during the Years 1838—1842 under the Command of Charles Wilkes. X. Geology. 1849. p. 282. — Corals and Coral Islands. 1872. p. 266.

[3]) On Denudation with Reference to the Configuration of the Ground. Geolog. Mag. IV. 1867. p. 3.

[4]) Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 309.

[5]) Ueber die Typen der Küstenformen. Richthofen-Festschrift. Berlin 1893. S. 1 (20).

kaum zum Ausdruck, sobald nur ihr äußerer Verlauf in Betracht gezogen wird. Letzterer ist gleich jenem der glatten Küsten im großen und ganzen einförmig und stellt die großen Umrisse der Länder dar, welche durch noch so großen Buchtenreichtum nicht merklich alteriert werden. Berechnungen von Gliederungsverhältnissen des Landes können unter solchen Umständen mit Erfolg die Länge der Außenküste verwerten. Ganz anders verhält es sich mit den gelappten Küsten. Die Golfe derselben sind keine bloßen Einschnitte im allgemeinen Küstenverlaufe, ihre Vorgebirge sind nicht Teile einer Außenküste, sondern Golfe und Vorgebirge erscheinen als ineinander gezackte gleichwertige Elemente, welche insgesamt für die Ermittelung der Küstenlänge in Betracht zu ziehen sind. Kann Norwegen als Beispiel eines reich gebuchteten Landes gelten, so ist Griechenland das Muster eines stark gelappten. Einförmig verlaufend bilden glatte und gebuchtete Küsten die Gestade des Ozeans, der Reichtum an Gliederung der gelappten Küste kommt vornehmlich den Nebenmeeren, vor allen den Mittelmeeren zu.

Die Mannigfaltigkeit in der Erscheinung der gelappten Küste beruht auf der Gestalt und den Tiefenverhältnissen der Golfe und der dazwischengelegenen Küstenhalbinseln. Zahlreiche Golfe senken sich bis zu namhaften Tiefen von 2000 m herab und überschreiten durchschnittlich Tiefen von 500 m. Zwischen solchen tiefen Einsenkungen schalten sich meist hohe Küstenhalbinseln ein, welche selbständige Erhebungen oder Aeste von solchen darstellen. Der dreifach gegolfte Peloponnes und die vierfach gelappte Insel Celebes bieten Typen dieser Entwickelung, der echten oder griechischen Golfe, bei welcher die Golfe in der Regel länger als breit sind. Zahlreiche andere Golfe sinken nicht bis unter den Boden der Flachsee herab. Dies gilt z. B. von den Golfen, welche in die Insel Kiushiu eindringen und welche, zu Straßen miteinander verwachsend, die eben genannte Insel von Honshiu und Shikoku, sowie diese beiden voneinander trennen. Das sind die Nadas und Nadastraßen Japans, deren Länge beträchtlicher als ihre Breite ist.

Wie mit den Buchten Thäler und deren Sohlen verknüpft sind, kommen mit den echten Golfen und Nadas Senken und zwar Küstenebenen vor. Zwischen den Nada trifft man auf namhafte Erhebungen; aus einigen von ihnen steigen isolierte Vulkankegel auf. Dagegen halten sich Breite und Länge bei den Golfen, welche die patagonische Ostküste spärlich gliedern, etwa die Wage: diese Golfe sind flach und grenzen gegen ein flaches Land. Gleichfalls wenig tief und in flachem Lande auftretend sind die zahlreichen Golfe, welche die Nordküste Asiens und Nordamerikas auszeichnen. Dieselben haben nur ausnahmsweise über 200 m Tiefe, sie dringen weit in das Land hinein, bald sich einschnürend und bald sich wieder erweiternd, bald geradlinig, bald gekrümmt verlaufend. Mehrfach ist auf sie die Benennung Sund (sound) übertragen worden, welche an den schottischen und skandinavischen Küsten meist zur Bezeichnung von Meeresstraßen dient. In der That sind sie oft miteinander zu echten Meeresstraßen verwachsen. Zu einem wahren Netze sich verknüpfend, lösen die Sundstraßen das nördliche Nordamerika in einen großen Inselhaufen auf, welcher in Bezug auf den ganzen Erdteil nur die Rolle einer Küstenerscheinung spielt, dessen einzelne Bestandteile aber bei weitem die Maße von Küsteninseln überschreiten.

Auf den ersten Blick mag dieser Inselhaufen jenen Inselschwärmen gleichen, welche die Fjordküsten begleiten und durch Fjord- und Eidestraßen voneinander getrennt werden. Aber es liegen hier Phänomene von ganz anderen Maßen vor, als jene der Fjordküsten. Während die Fjorde kaum je 10 km Breite erreichen, sind die Sunde im Norden Amerikas durchschnittlich 40—50 km breit. Es kommt Grinellland z. B. Grönland nie näher als 44 km und dabei ist die Kennedysundstraße im Maximum 361 m tief. Die Hudsonsundstraße ist an der schmalsten Stelle 90 km breit und 348 m tief. Hat man es in diesen Beispielen in den Sunden noch mit entschiedenen Hohlformen zu thun, so trifft dies keineswegs in allen Fällen mehr zu und die breiten Sunde müssen wohl als Konvexitäten der Erdoberfläche gelten. Wie anders verhalten sich dagegen die Fjorde, welche bei einigen Kilometern Breite gelegentlich mehr als 1 km Tiefe besitzen. Die Sundküsten des arktischen Meeres sind Erscheinungen andrer Ordnung als die Fjordküsten. Sie gehören zur großen primären Gliederung Hettners[1]).

[1]) Die Typen der Land- u. Meeresräume. Ausland 1891. S. 445.

Die Entstehung der Golfe hängt wohl im allgemeinen mit Krustenbewegungen zusammen, und zwar sind die echten Golfe Griechenlands [1]) und die Nadas [2]) Japans Senkungsfelder, nämlich die versunkenen Teile eines zerbrochenen Gebirges. Sie spielen zwischen den Küstenhalbinseln dieselbe Rolle, wie die Senken mit ihren Ebenen und Seen zwischen einzelnen Gebirgen, zu letzteren stehen sie vielfach in ebensolcher Beziehung, wie die Buchten zu den Thälern. Es grenzt der messenische Golf an die messenische Tiefebene, die Nadastraße Setouchi zwischen Shikoku und Honshiu setzt sich in der Tiefebene des Biwa-Sees fort; zwischen den Gegengolfen von Port-au-Prince und Neiba erstreckt sich auf Haiti die Ebene der Laguna del Fondo und de Enriquillo, der Golf von Fonseca gehört der Senke der Laguna de Managua und Nicaragua an.

Es ist nicht unwahrscheinlich, dass auch die stumpfen patagonischen Golfe einem Absinken des Landes ihre Entstehung verdanken, jedoch liegen noch zu wenige geologische Untersuchungen vor, um dies erweisen zu können. Ihr Küstenverlauf läßt an große, wenig tiefe Kesselbrüche denken. Auch die Entstehung der arktischen Sunde ist noch im einzelnen aufzuhellen. Dieselben gehören in ein großartiges Deckschollengebiet und kommen vorwiegend im Bereiche ziemlich flacher Schichtlagerung vor. Auf Spitzbergen, welches bisher allein genauer geologisch bekannt ist, läuft die Küstenerstreckung mehrfach den Verwerfungen parallel [3]) und die Existenz von solchen muß angenommen werden, um das Auftreten des Lias auf den Inseln nördlich des Melvillesundes zu erklären, aber eine direkte Abhängigkeit des Küstenverlaufes von den geologischen Grenzen läßt Dawsons [4])

---

[1]) A. Philippson, Der Gebirgsbau des Peloponnes. Verh. d. IX. Deutschen Geographentages. 1891. S. 124. — Der Peloponnes. Berlin 1892. S. 508.

[2]) Harada, Die japanischen Inseln. Berlin 1890. S. 32.

[3]) Vergl. die Karte von Nathorst in Sueß, Antlitz der Erde. II. S. 85.

[4]) George M. Dawson, Notes to accompany a geological

Karte hier nicht erkennen. Jedenfalls muß hervorgehoben werden, daß es außerhalb der arktischen Gebiete keinen Teil der Erdoberfläche gibt, in welchem es ein Netz von Tiefenlinien mit so regelmäßig dazwischen gelagerten Platten gibt, wie im nordamerikanischen Archipele; auch wiederholen sich so tief eingreifende Sundgolfe, wie der Kara-, Ob-, Jennissei-, Taimyr- und Chatangagolf an der Nordküste Asiens sonst nicht. Spätere Untersuchungen werden festzustellen haben, wie groß der Anteil der Denudation an der Entwickelung dieses eigenartigen Phänomens ist und inwiefern dasselbe mit Gletscher- und Eisschollenthätigkeit zu thun hat. Bemerkenswert ist, daß an den Sundküsten wie auch an den Fjordküsten gehobene jungquartäre Schichten vorkommen und daß sie hie und da Strandlinien zeigen.

Der gezackte Verlauf der Golfküsten kann im einzelnen glatt oder gebuchtet sein. Die Sundküsten Nordamerikas sind mit Fjorden ausgestattet, die Nadaküsten Japans mit Rias, was auch vom Golfe von Kos in Kleinasien gilt, während am Abfalle des Taygetos Calaformen auftreten. Glatt hingegen verlaufen die Ufer des obischen Golfes. Gleiches wiederholt sich auf großen Strecken der patagonischen Golfe, während hie und da an denselben auch Buchten vorkommen. Diese Kombination von glattem und gebuchtetem Verlaufe einerseits und gelapptem andererseits zeigt wiederum, daß letzterer eine Erscheinung höherer Ordnung als die beiden ersteren ist. Im ganzen entfallen rund 20 % der festländischen Küsten auf die Golfküsten, und zwar etwa 8000 km auf die typische Golfküste und 45 000 km auf die Sundküste.

5. Die Korallenriffküsten.

In dem Bereiche des mächtigeren, stets über 20 ° C. warmen Meerwassers kommen an allen hohen oder niedrigen Küsten mit ganz wenigen Ausnahmen Korallen-

---

Map of the northern Portion of the Dominion of Canada. Geolog. and Nat. History Survey of Canada. Rep. R. 1886. Montreal 1887.

bauten vor, welche den untermeerischen Teil des Küstenabfalles in charakteristischer Weise ausgestalten. Anstatt der Brandungskehle der Kliffküsten oder des konsequenten Abfalles der Buchtküsten findet sich hier allenthalben eine der Uferlinie vorgelagerte felsige, klippenreiche Stufe, welche in der Regel ganz oder größtenteils unter Wasser liegt und sehr steil seewärts abfällt. Aufgebaut ist diese Stufe von Korallenkalk. Dies ist das *Korallenriff*, dessen äußere Kante durch eine sehr heftige Brandung bezeichnet wird.

Die Korallenriffküsten sind ausgezeichnete Beispiele von inkonsequenten Flachküsten. Sie lassen drei verschiedene Formen von Riffen erkennen. Bei den *Saumriffen* schließt sich die Riffoberfläche unmittelbar an den Küstenabfall an, bei den *Wallriffen* schaltet sich zwischen Uferlinie und Riffoberfläche ein *Riffkanal* von wechselnder Breite und durchschnittlich geringen, meist unter 100 m aber stets mehr als 30 m betragenden Tiefen ein; bei beiden Rifftypen läuft der äußere Abfall annähernd parallel der Küstenlinie. Dies ist bei den *Krustenriffen* nicht der Fall, welche lappenförmig weit hinaus in das Meer gebaut sind und überdies einen meist nur unbeträchtlichen äußeren Abfall zeigen. Sie sind die Korallenriffe seichter Meere, während die beiden anderen Rifftypen tiefere Gewässer umranden.

Die Riffoberfläche sinkt nirgends wesentlich unter 20 m Tiefe herab und steigt in zahlreichen Klippen bis nahe an den Meeresspiegel, über den sie sich namentlich zur Ebbezeit gewöhnlich in niedrigen Inseln, den *Klippeninseln* erhebt. Letztere liegen bei den Saum- und Wallriffen nahe am Außenrande, hier einen *Außenstrand* bezeichnend, während sie über die Krustenriffe unregelmäßig verteilt sind. Manche Wallriffe, wie z. B. die von Palauan und Ostneuguinea, steigen jedoch nirgends inselförmig auf und liegen überall unter Wasser. Durchquert wird das Riff von zahlreichen Kanälen, welche bei den Saumriffen stumpf enden, während sie bei den Wallriffen die Verbindung zwischen dem *Riffkanal* und dem offenen Meere herstellen. Nicht selten liegen diese Quer-

kanäle vor den Mündungen von Flüssen, jedoch kommen sie auch anderenorts vor. Den Krustenriffen fehlen diese tieferen Querkanäle und es erstreckt sich bei ihnen zwischen den Inseln nur Wasser von der gewöhnlichen Tiefe der Riffoberfläche. Isolierte Löcher fehlen kaum je am Riffe, dieselben senken sich oft brunnenähnlich herab. Die Riffinseln steigen in der Regel mit einer von Querrinnen, hie und da auch von Längsspalten durchsetzten Fläche (reef-flat) an, welche von der Flut bedeckt ist, zur Ebbe aber trocken liegt. Dieselbe ist oft felsig, dann zeigt sie nicht selten Karren; oft ist sie mit Sand bedeckt. An sie schließt sich, die eigentliche Insel bildend, eine strandwallähnliche Erhebung.

Fig. 37.



Abfall des Riffes von Tahiti.

Der Außenabfall der Riffe ist durchweg sehr steil, selbst überhängend und sinkt bei Saum- und Wallriffen zu sehr namhaften Tiefen ab. Durchschnittlich 200 m seewärts von den Inseln des neukaledonischen Wallriffes und im Mittel 400 m, nämlich 150—600 m weit von denselben, werden Tiefen von 90—125 m angetroffen, und zwar findet das Lot oft bereits bei 60 m Grund, um dann noch auf 100—125 m offenbar längs einer senkrechten Wand abzufallen. 600 m vom Außenstrande herrschen bereits Tiefen von 360 m, welchen alsbald solche von 750 m folgen [1]). Das Saumriff der afrikanischen Ostküste

[1]) Chambeyron, Note relative à la Nouvelle-Calédonie. Bull. Soc. de Géogr. (6). IX. 1875. p. 566.

nördlich Kap Delgado stellt eine 20 km breite, 18 m tiefe Fläche dar, welche nach außen in einer Strecke von nur 2,7 km sich von 180 m auf über 1000 m Tiefe senkt [1]). 225 m vom Außenstrande des Saumriffes von Tahiti (vergl. Fig. 37) beträgt die Tiefe 55—70 m, kaum 100 m weiter 315 m, endlich 900 m vom Außenstrande rund 600 m [2]). Wie bereits Couthouy [3]) wahrnahm, ist der Außenabfall nicht selten stufenförmig; von Guppy [4]) wurde entsprechendes in den Salomoninseln, von Jukes-Browne und Harrison [5]) bei Barbados gefunden.

Der Kanal des Wallriffes ist häufig viel breiter als dieses selbst. Während letzteres auf Neukaledonien nur 200—1000 m breit ist, ist der Kanal etwa 12 km breit, das große 300—1800 m breite australische Wallriff hält sich durchweg in einem Abstande von mehr als 30 km von der Innenküste und entfernt sich von derselben selbst bis auf über 100 km [6]). In anderen Fällen ist der Riffkanal nur wenige Meter breit und etwa 20 m tief. Seine Tiefe nimmt mit der Breite zu, ohne jedoch im Durchschnitte tiefer als bis auf 50 m herabzusinken. Größere Tiefen zeigt der australische Riffkanal dort, wo er sich im Capricornkanal nach dem Meere öffnet (100 m); ebenso der 3—5 km breite Kanal zwischen der Küste des Roten Meeres und dem Towartitriffe (460 m) bei Sauakin. Der Boden des Kanales ist eben, der Abfall des Riffes nach ihm meist stufenförmig.

Gibt es ausgedehnte Küstenstrecken, welche entweder ausschließlich von Saum- oder von Wallriffen begleitet

---

[1]) Admirality Chart. Nr. 658. Africa East Coast. VII.

[2]) Murray, On the Structure and Origin of Coral Reefs. Proc. R. Soc. Edinb. X. 1879/80. p. 505.

[3]) Remarks on Coral Formations. Bost. Journ. Nat. Hist. 1842. Citiert bei Dana, Corals and Coral-Island. p. 104. Vergl. auch Langenbeck, Die Theorieen über die Entstehung der Koralleninseln. Leipzig 1890. S. 54.

[4]) Notes on the Characters etc. Proc. R. Soc. Edinb. XIII. 1885/86. p. 857.

[5]) The Geology of Barbadoes. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XLVII. 1891. p. 197.

[6]) Langenbeck, Die Theorieen über etc. der Korallenriffe. S. 147.

werden, so fehlt es doch keineswegs an Uebergängen zwischen beiden Typen. Das große Wallriff, welches Neukaledonien in einer Länge von 1500 km umschlingt, legt sich unter 21 ° S. unmittelbar an die Westküste der Insel und erscheint 100 km weit als Saumriff. Ebenso schließt sich das große Wallriff, welches Viti-Levu und Vanua-Levu im Norden umschlingt, in seinem weiteren Verlaufe an beide Inseln unmittelbar an [1]). Andererseits entwickelt sich zwischen Saumriff und Küste manchmal ein schmaler Kanal, wie z. B. auf Mauritius [2]) oder es schneidet das Saumriff eine Bucht ab, sich vor letztere als Wallriff legend, wie z. B. an der Kaneohe Bay auf Oahu [3]). An der Ostküste Afrikas erscheinen die Saumriffe der Küsteninseln vielfach wie Wallriffe vor der Innenküste. Im Roten Meere sieht man Saum-, Wall- und Krustenriffe nebeneinander. Im Golfe von Suez herrschen die letzteren, südlich der Tiranstraße zieht sich an der Küste von Midian ein Wallriff mit 70 m tiefem Kanale entlang, während gegenüber an der afrikanischen Küste südlich der Djubalstraße ein Saumriff vorhanden ist. Das Wallriff der Floridaküste zieht sich nach Westen in einzelnen Krustenriffen bis zu den Tortugas fort.

Die Küste, welche sich landwärts der Korallenriffe erhebt, kann den verschiedensten Typen angehören. Das Floridariff umsäumt eine Flachküste, ebenso liegt das ostafrikanische Saumriff längs einer flachen Küste. Zahlreiche Riffe begleiten die Steilküsten, welch letztere fast immer gebuchtet verlaufen. Dies gilt von der australischen Ostküste, der neukaledonischen Küste, sowie von den Küsten zahlreicher Inseln des Pazifik. Auch die Ausgleichküsten werden z. B. in Brasilien bei Recife Pernambuco von Riffen begleitet. Im allgemeinen herrschen Saumriffe an Ausgleich- oder Flachküsten, Wallriffe an gebuchteten Hochküsten vor, während die Krustenriffe an beiden Küstenarten jedoch ausschließlich dann

---

[1]) Dana, Corals and Coral Islands. 1872. p. 264.

[2]) Darwin, The Structure of Coral-Reefs. 1842. p. 52.

[3]) A. Agassiz, The Coral Reefs of the Hawaiian Island. Bull. Mus. Comp. Zoology. XVII. p. 121 (151).

vorkommen, wenn sich dieselben aus sehr flachem ruhigen Wasser erheben.

Nicht selten ist der Küstenabfall, welcher von Korallenriffen begleitet wird, überdeckt mit alten Korallenbauten, welche bei anderen Niveauverhältnissen entstanden. Solche gehobene Korallenriffe bedingen einen stufenförmigen Abfall des Landes, in dem sie in der Regel in mehreren Stockwerken übereinander gelagert sind, entsprechend verschiedenen länger anhaltenden Lagen der Uferlinie. Man kann dann eine Anzahl von Riffflächen und Riffabfällen unterscheiden, welch letztere gewöhnlich den Riffkalk nur in einer Mächtigkeit von 20—30 m zeigen. Derselbe ist reich an Höhlen, welche zum Teil wahrscheinlich ursprüngliche Lücken im Riffe darstellen; auch treten vielfach senkrechte Schlote auf, welche aus Riffbrunnen hervorgegangen sein mögen, wenn auch selbstverständlich die Vorgänge, welche sonst in Kalken Höhlen und Schlote bilden, bei ihrer Entstehung mitgewirkt haben können. Kleinere Flüsse, welche das Bereich der gehobenen Riffe erreichen, versiegen in denselben und schlagen einen unterirdischen Lauf ein, welcher manchmal direkt zum Meere führt. Größere Flüsse brechen durch die Riffe hindurch, dabei jedenfalls oft die Lücken benutzend, welche bei Aufbau des Riffes offen gelassen wurden. Die Kante der alten Riffe ist hie und da wallähnlich erhoben und dämmt langgedehnte Wannen ab, welche unterirdisch durch Höhlen im Kalke entwässert werden. Diese Riffwannen sind sichtlich nichts anderes als trocken gelegte Riffkanäle.

Die gehobenen Riffküsten kommen bemerkenswerterweise fast nirgends auf den Festländern, sondern fast nur auf Inseln vor. Sie sind auf den großen Antillen vorhanden, wo sie Cuba [1]) und Jamaica [2]) umgürten; sie kehren auf den kleinen Antillen wieder: sie sind von

[1]) Crosby, On the elevated Reefs of Cuba. Proc. Bost. Soc. Nat. Hist. XXII. 1882. p. 124.

[2]) Sawkins, Reports on the Geology of Jamaica. Mem. Geolog. Survey of Great Britain. 1869. p. 109.

Barbados durch Jukes-Browne und Harrison[1]) ausführlich beschrieben worden; sie umranden die Inseln unter dem Winde. Hier ist bei Antikurie auf Aruba ein hallenreiches gehobenes Riff der Brandung ausgesetzt[2]); Ost-Curaçao ist durch ein altes Wallriff randlich vor der Abtragung geschützt, während der leicht verwitternde Diabas aus dem Innern fortgeführt wird, so daß ein großes Kesselthal entstanden ist. Auf diesen Inseln auch lagern hinter den gehobenen Riffen mehrere große blattähnliche Seen, deren Wannen sichtlich durch das Riff abgedämmte Thäler sind[3]). Gehobene Riffe kommen ferner auf den Sundainseln vor, wo bereits Junghuhn[4]) auf der Südküste von Java ein gehobenes Wallriff auffand und die Aehnlichkeit eines von Kanälen durchsetzten Riffes mit manchen würfel- oder tafelförmigen Kalkstöcken des Innern der Insel betonte[5]), sowie durch die höckerige Oberfläche mancher Kalksteine an Polypenbauten erinnert ward. Ausgezeichnet sind die gehobenen Korallenriffe der Salomonsinseln, welche nach Guppy[6]) auf thonigen Tiefseebildungen aufruhen, weiter zeigen einzelne Tongainseln gehobene Riffküsten[7]); gleiches gilt von den hawaiischen Inseln, unter welchen Oahu sehr höhlenreichen Riffkalkstein aufweist. Besonders ausgedehnt sind die Höhlen im Riffkalke von Atiu in den Herveyinseln[8]).

Alle Korallenriffküsten sind das Werk der riffbauenden Korallen und ihre verschiedenen Typen, die Saum-, Wall- und Krustenriffe spiegeln zunächst die

---

[1]) The Geology of Barbados. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XLVII. 1891. p. 197.

[2]) Martin, Geologische Studien über Niederländisch Westindien. Leyden 1888. S. 108.

[3]) Ebenda S. 119.

[4]) Java. II. S. 957.

[5]) Java. III. S. 200.

[6]) Trans. R. Soc. Edinb. XXXII. 1885. — The Salomon-Islands. London 1887. p. 63.

[7]) Lister, Notes on the Geology of the Tonga Islands. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XLVII. 1891. p. 590.

[8]) Dana, Corals and Coral Islands. p. 361.

verschiedene Neigung des Meeresgrundes, auf welchem die Tiere wurzeln. Liegt ein steiler untermeerischer Küstenabfall vor, so werden sich auf demselben bis zur Tiefe, in welcher das Riffwachstum möglich ist, Stöcke ansiedeln. Die obersten, also dem Strande nächsten, erreichen den Meeresspiegel zuerst, allmählich folgen die tieferen nach, und so wird das Riff vom Lande nach der See hinauswachsen und ein Saumriff werden. Ist der Küstenabfall sanfter, so werden sich die Stöcke auf einer viel breiteren Zone ansiedeln; von ihnen werden die tiefsten, vom Lande am meisten entfernten, welche reichlichste Nahrungszufuhr erhalten, am raschesten wachsen und zuerst den Meeresspiegel erreichen; aus ihren Trümmern wird ein Strandwall, vom ursprünglichen Strande durch einen Kanal getrennt, aufgeworfen werden und also ein Wallriff entstehen. Endlich, wenn die Küste sehr flach geneigt ist, so daß sie auf große Entfernungen hin eine den Korallen günstige Tiefe bietet, so werden auf großen Flächen einzelne Stockgruppen emporwachsen und nach und nach den gesamten Meeresgrund mit einem Krustenriffe überwuchern. Da ferner süßes Wasser das Korallenwachstum hemmt, so werden an der Mündung von Bächen selbst an steilen Küsten keine Saum-, sondern nur Wallriffe aufwachsen; die letzteren werden auch dort entstehen, wo der Meeresgrund nicht gleichmäßig abfällt und dem Strande Klippen, Bänke oder untermeerische Sandwälle vorgelagert sind. Auf einem solchen wurzelt sichtlich das ältere, wenig gehobene Floridariff. Dagegen können Saumriffe aus Wallriffen dort entstehen, wo der Küstenkanal, sei es mit Rifftrümmern, sei es mit den vom Küstenlande abgeschwemmten Materiale zugeschüttet wird, was sich über kurz oder lang bei konstanter Lage der Strandlinie mit jeder Lagune ereignen muß.

Der vielfachen Möglichkeit ihrer Bildung entspricht die weite Verbreitung der Wallriffe. Sie sind entschieden der herrschende Rifftypus. Aber nur die wenigsten von ihnen entsprechen in ihrer Erscheinung völlig den dargelegten Entstehungsmöglichkeiten. Nach denselben sollte

in der Regel, nämlich bei allen auf gleichsinnig geneigtem Meeresboden aufgewachsenen Riffen der Küstenkanal wesentlich seichter sein als die Tiefe, bis zu welcher die Korallen wachsen können; er kommt aber dieser Tiefe nur im allgemeinen gleich. Auch ist nicht einzusehen, warum so oft der Riffkanal viel breiter als das eigentliche Riff werden sollte. Endlich sollte der Außenrand des Riffes im allgemeinen aus den Tiefen aufsteigen, in welchen Korallen fortkommen, während er gerade bei den größten Wallriffen in viel bedeutendere Tiefen abfällt.

Man hat diese Thatsachen durch folgende Annahmen zu erklären versucht: Nachdem die Riffe den Meeresspiegel erreicht hatten, hörten sie auf nach oben zu wachsen und dehnten sich nur noch seewärts aus, auf ihren eigenen Trümmern sich aufbauend, während sie landwärts durch allerhand Vorgänge, vielleicht durch Zusammensetzen ihrer porösen Masse oder durch Lösung derselben konstant zerstört wurden. So würden weite und tiefe Kanäle hinter dem seewärts wachsenden Riffe entstehen und gleichsam als Zeugen für das hohe Alter des Riffes entgegentreten. Allein abgesehen davon, daß die Verbreiterung des Riffkanales durch Zerstörung des Riffes noch zu erweisen bleibt, wird er ständig von seinem Hinterlande aus zugeschüttet; die dadurch bewirkte Einengung geschieht weit rascher als die Verbreiterung durch die Riffzerstörung möglich ist. Es erhellt dies aus folgendem: Der Riffkanal kann sich durch Lösung der Binnenseite des Riffes natürlich nicht rascher ausdehnen als letzteres seewärts wächst und dies geschieht sehr langsam. Es fällt z. B. das Australriff in ein mindestens 220 m tiefes Meer ab; ist die Tiefe seiner Riffbauzone 70 m und ist es auf einem gleichmäßig abgedachten Grunde hinausgebaut, so hat es sich ursprünglich in einem Drittel seines heutigen Abstandes von der Küste, welcher rund 25 km beträgt, befunden; es ist also mindestens 16 km weit hinausgewachsen. Bei einem Wachstume von 1 cm jährlich wären 1 600 000 Jahre nötig, um das Riff lediglich in seiner Mächtigkeit von 70 m in das Meer hinauszubauen; um den Sockel darunter aufzuschütten, wären mindestens ebensoviele Jahre nötig, so daß also das Alter des Riffes auf über 3 Millionen Jahre zu veranschlagen wäre. Das Einzugsgebiet des durchschnittlich unter 50 m tiefen Riffkanales ist mindestens doppelt so breit als derselbe, wird es um 1 m erniedrigt, so wird jener um 2 m zugeschüttet. Wenn nun das Land in rund 10 000 Jahren (vergl. Bd. I, S. 382) um 1 m erniedrigt wird, was entschieden für das regenreiche Queensland zu wenig ist, so wird der Kanal in 5000 Jahren um 1 m durch seine Zuflüsse zugeschüttet, so daß er binnen längstens einer Viertelmillion Jahren verschwinden würde, während er unter

Voraussetzung des Auswärtswanderns zu seiner Entstehung 12mal so viel Zeit benötigen sollte. In ähnlicher Weise läßt sich darthun, daß das Wallriff von Neukaledonien, welches heute 10 km vom Lande gelegen ist und gegen 560 m tiefes Wasser abbricht, 8,7 km weit gewachsen sein müßte, wozu es unter den angenommenen Wachstumsverhältnissen unter Berücksichtigung der Sockelaufschüttung 4 Millionen Jahre brauchte. Aber bereits nach 250000 Jahren würde die gesamte vom Riffe eingeschlossene Wasserfläche durch die Flüsse Neukaledoniens zugeschüttet sein.

Gerade den größten Wallriffen fehlen die charakteristischen Merkmale hohen Alters. Die australische und neukaledonische Küste, welche sich hinter den Wallriffen erheben und durch dieselben vor den Angriffen der Brandung geschützt sind, entbehren der jugendlichen Küstenanschwemmungen, welche zweifellos vorhanden sein müßten, wenn sich nicht die Uferlinie verschoben hätte, wofür der gebuchtete Verlauf dieser Küsten zeugt. Dieselben sind entschieden gesunken; ihre Thalausgänge stehen unter Wasser, Buchten bildend. Hat nun die Senkung nicht bloß die Küste, sondern auch das vorgelagerte Wallriff betroffen, so konnte dieses, falls die Senkung nicht zu rasch erfolgte, aufwärts wachsen und stets ein Wallriff bleiben, während sich die Breite des Küstenkanales auf Kosten des untertauchenden Landes mehrte und seine Tiefe zwar infolge der fortdauernden Zuschüttung sich minderte, aber wegen der Senkung um einen größeren Betrag wuchs. Konnte das Wachstum des Riffes mit der Senkung Schritt halten, während dies mit der Zuschüttung des Riffkanales nicht geschah, so mußte ein Riff mit breiter, relativ tiefer Lagune entstehen. Der Umstand, daß das Riffwachstum (0,2 m im Jahrhundert) viel schneller erfolgt als die Abtragung der Landoberfläche (0,01 m im Jahrhundert) und dementsprechend die Zuschüttung eines entsprechenden Meeresteiles, gereicht der dargelegten Entstehungsmöglichkeit zur Stütze.

Wenn nun aber auch als zweifellos gelten muß, daß sich zahlreiche, und zwar gerade die größten Wallriffe im Bereiche sinkender Küsten befinden, so widerspricht dies keineswegs der Möglichkeit, daß Wallriffe auch im Bereiche sich hebender Küsten vorkommen. Denn wenn

sie, wie oben dargethan, unter besonderen Abdachungsverhältnissen sich auf stabilen Küsten entwickeln können, so kann dies auch auf Hebungsküsten erfolgen, wenn der Betrag der Hebung geringfügig ist im Vergleiche zu der Schnelligkeit des Korallenwachstums. Das Vorhandensein von Wallriffen an sich läßt keinen Schluß auf die Bewegung der daneben befindlichen Strandlinie zu, da sie sowohl an stabilen, wie auch an sinkenden und hebenden Küsten vorkommen können. Es ist daher in jedem einzelnen Falle zu begründen, in welcher Richtung sich die begrenzende Küstenlinie bewegt. Sicher ist, daß es gehobene Riffe und stabile gibt, wahrscheinlich ist daher auch das Vorhandensein untergetauchter. Aber selbstverständlich kann deren Struktur nicht aus den gehobenen, vielleicht während einer Hebung entstandenen erschlossen werden. Die terrassenförmigen Abfälle gehobener und gesenkter Riffe würden in beiden Fällen auf Ruhepausen in der Verschiebung der Strandlinie deuten.

Die beiden hier angedeuteten Möglichkeiten, breite und verhältnismäßig tiefe Riffkanäle zu erklären, haben ihre Vertreter gefunden. Darwin faßte sie als Anzeichen einer stattfindenden Senkung auf, während Murray sie als Beweise hohen Alters deutete. Eine dritte von Bourne und Wharton vertretene Anschauung erklärt sie durch Annahme einer sonst nicht erwiesenen Vorliebe der Korallen, an den Rändern untermeerischer Bänke besonders lebhaft zu wachsen. Die Betrachtung der Koralleninseln wird Gelegenheit bieten, auf die in jüngster Zeit besonders lebhaft gewesene Erörterung der einschlägigen Anschauungen zurückzukommen.

6. Die Meeresstraßen.

Die schmalen Flächen des Meeres, welche sich zwischen zwei parallelen benachbarten Küstenstrecken hindurchziehen und beiderseits mit breiteren Meeresteilen in Verbindung stehen, heißen Straßen. Dieselben zerfallen ihrer Lage nach in zwei verschiedene Gruppen. Die einen beschränken sich auf die Küsten und stellen die Verbindung von Küstengewässern mit dem offenen Meere oder von Buchten und Golfen untereinander dar.

das sind die Küstenstraßen. Andere Straßen verbinden einzelne Meeresteile untereinander oder mit dem Ozeane, das sind die eigentlichen Meeresstraßen.

Der Küstenstraßen ist bereits bei Betrachtung des Küstenverlaufes gedacht worden. Man hat Straßen zwischen den Lagunen der Flachküste und dem Meere, an der provençalischen Küste heißen dieselben Grau, während die breiteren Oeffnungen in der friesischen Dünenkette Gat genannt werden. Diese Lagunenstraßen sind die einzige Straßenform der glatten Küste. Ungemein reich an solchen sind die gebuchteten Küsten. Es sind die Fjord- und Eidestraßen der Fjordküste bereits genannt. Den ersteren entsprechen Riasstraßen an manchen Riasküsten, wie z. B. an der südchinesischen Küste, sowie die Vallonenstraßen Dalmatiens. Alle Buchtstraßen bezeichnen die Lage von Oeffnungen der untergetauchten Thäler. Den Buchtstraßen entsprechen die Golfstraßen, unter welchen die echten Golfstraßen Griechenlands (Evripostraße), die Nadastraßen Japans und die Sundstraßen der arktischen Länder eine besondere Rolle spielen.

Höchst wechselvoll ist die Erscheinung der eigentlichen Meeresstraßen. Zwischen untergetauchten gewundenen Thälern und bloßen breiten Lücken einer Inselreihe gibt es zahlreiche Uebergänge. Ebenso mannigfaltig sind die Tiefenverhältnisse. Sinken viele Straßen auf kaum 100 m Tiefe herab, so erreichen andere 2000 bis 3000 m Tiefe; immer aber bildet der Boden der Straße eine Schwelle zwischen den Meeren, welche sie verbindet.

Eine bestimmte Beziehung zwischen der ozeanographischen Bedeutung einer Meeresstraße und ihren Größenverhältnissen existiert nicht. Das große Mittelmeer hat nur eine kleine bescheidene Pforte, während zahlreiche breite Oeffnungen zum chinesischen Randmeere führen; manche Meere endlich werden durch Straßen verbunden, welche nur der Küstenentwickelung angehören. Es trägt der Bosporus alle Merkmale einer Riasstraße, neben der La Perousestraße hängt das japanische

Meer mit dem ochotskischen durch die Tatargolfstraße zusammen. Wird von diesen Fällen abgesehen, so kann man unterscheiden:

Längsstraßen, sich erstreckend zwischen zwei parallel streichenden Erhebungen mit gewöhnlich vorherrschender Längserstreckung (Malakkastraße, Fukianstraße).

Querstraßen, welche eine Flucht von Erhebungen oder Inseln unterbrechen und senkrecht zum Gebirgsstreichen gestellt sind. Dies ist die herrschende Form der Meeresstraßen; man trifft sie weit verbreitet in den Inselbogen, welche die ostasiatischen Randmeere und das australasiatische Mittelmeer begrenzen. Sehr häufig ist die Breite dieser Querstraßen weit größer als ihre Länge, jedoch kommen auch zwischen den kleinen Sundainseln lange Querstraßen vor. Letzterer Form gehört auch die Straße von Gibraltar an, während der ersteren die Beringstraße zuzuzählen sein dürfte.

Indifferente Straßen, unabhängig von den Erhebungsverhältnissen des benachbarten Landes verlaufend (La Manche) oder auch an der Grenze zweier Strukturgebiete sich erstreckend, wie die Floridastraße sowie jene von Otranto und Korea. Letzterer Form dürfte vorderhand noch die Mangkassarstraße zuzuweisen sein.

Die Entstehung aller Meeresstraßen ist im großen und ganzen unabhängig von den im Meere wirkenden Kräften zu denken: denn wie groß auch die letzteren, nämlich Brandung und Meeresströmungen sind, so beschränken sie sich doch auf das Meer; wo sie an dessen Küsten nagen, geschieht dies regional und nicht in einer bestimmten Richtung, so daß es nicht zur Bildung von linear sich ausdehnender Straßen kommen kann. Man wird daher in tektonischen Kräften sowie in Aenderungen des Meeresstandes die Ursachen der Straßenbildung zu erkennen haben. Auf tektonischem Wege kann eine Straße entstehen, indem sich zwischen zwei Meeresteilen ein Stück Land einsenkt, sei es durch Faltung oder durch Einbruch und dabei unter das Meer taucht (Senkungsstraßen), oder indem sich aus letz-

terem zwei benachbarte Partieen erheben und ein Stück Meeresgrund umwallen (Umwallungsstraßen). Endlich kann bei positiver Bewegung der Strandlinie ein zwischen zwei Meeren tief gelegenes Stück Land untergetaucht werden, so daß die Straße eine Landsenke oder eine breite Thalung einnimmt (Untertauchungsstraßen).

Ist aber einmal eine Straße gebildet, so entfaltet das Meer das Bestreben, dieselbe aufrecht zu erhalten. Es entwickeln sich behufs Ausgleich der Salzgehaltunterschiede zwischen den verbundenen Meeren Strömungen, welche übereinander mit um so größerer Geschwindigkeit verlaufen, je kleiner der Querschnitt der Straße im Vergleich zur Fläche der verbundenen Meere ist. Am Boden der Straße von Gibraltar sind dieselben so heftig, daß sie dicke Ankerseile zu zerreißen vermögen[1]) und hier den Meeresgrund nicht bloß von allen Sedimenten freihalten, sondern denselben auch abscheuern (vergl. Bd. II, S. 626). Außerdem werden in den Meeresstraßen die Gezeitenströmungen besonders stark. Dort, wo ihr Bett sich verschmälert, trachten sie dasselbe zu vertiefen. An ihren schmalen Stellen sind deswegen Küsten- und Meeresstraßen häufig tief und an ihrem Boden erstrecken sich Gezeitenkolke. An ihren südöstlichen Ausgängen wird die Nadastraße Setouchi in der Narutoenge 110 und 146 m, in der Akashienge 124 m tief, während sie sonst nur Tiefen von 20—30 m aufweist[2]).

Die in den Meeres- und Küstenstraßen sich entwickelnden, gelegentlich z. B. in der Straße von Messina und von Evripo sehr verwickelten Strömungen halten ihr Bett offen, schützen dasselbe vor Versandung und vertiefen dasselbe. Sind irgendwo Meeresstraßen entstanden, so behalten dieselben ähnlich wie Flußbetten ihre Lage bei und es ist wohl denkbar, daß wie Ch. Darwin[3])

---

[1]) Buchanan, On Oceanic Shoals. Proc. R. Soc. Edinb. XIII. 1885/86. p. 428. Siehe auch Krümmel, Ozeanographie. II. Stuttgart 1887. S. 294.

[2]) Harada, Die japanischen Inseln. Berlin 1890. S. 12.

[3]) Geologische Beobachtungen über Südamerika. Deutsch von Carus. Stuttgart 1878. S. 90.

bereits in den dreißiger Jahren aussprach, Meeresströmungen einer Straße eine quer zu letzteren sich aufwölbende Falte zerschneiden können. Die Straßenströmungen erhalten den Zusammenhang der Meeresteile untereinander aufrecht, indem sie eine einmal geschaffene Wasserverbindung konservieren und vergrößern. Genügt oft eine kleine Senkung, um ein Stück Landes zur Meeresstraße zu machen, so sind intensive Hebungen nötig, um dieselbe wieder aufzuheben. Wenn Landengen unvergleichlich viel seltener sind als Meerengen, so ist dies im wesentlichen darin begründet, daß sich die letzteren durch die in ihnen entstehende Wasserbewegung permanent zu erhalten trachten, während umgekehrt die Landengen durch die atmosphärische Denudation stetig abgetragen und dadurch mehr und mehr in einen Zustand übergeführt werden, in welchem sie durch eine positive Bewegung leicht in eine Meeresstraße verwandelt werden können.

Die Meeresstraßen hat man von alters her als Durchbrüche zwischen den einzelnen Meeren hingestellt, welche entweder durch große Fluten oder durch das allmähliche Einschneiden des Abflusses des einen in das andere, oder endlich infolge von Erdbeben eintraten. v. Hoff[1]) hat die älteren einschlägigen Nachrichten gesammelt, welche sich namentlich mit dem Bosporus und der Straße von Gibraltar beschäftigen; in der That trägt der erstere gleich der Dardanellenstraße[2]) durchaus den Charakter eines Flußdurchbruches, es ist die Meinung nicht von der Hand zu weisen, daß sie die Abflußrinne des ehemaligen an Stelle des Schwarzen Meeres gelegenen Süßwassersees darstellen. Die Straße von Dover hat man dagegen von jeher gerne auf die Wirkungen der Gezeiten zurückgeführt, welche eine alte Landenge durchbrachen. Diese Ansicht wird noch von Guthe[3]) geteilt. In neuerer Zeit hat man sich wenig mit der Entstehung der Meeresstraßen befaßt und namentlich fehlt es an Spezialmonographieen.

---

[1]) Geschichte der natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche. Gotha 1822. I. 2. Hauptstück S. 102—162.

[2]) Limpricht, Die Straße der Dardanellen. Diss. Breslau 1892.

[3]) Die Lande Braunschweig und Hannover. Hannover 1867. S. 21.

7. Die Küstenseen.

Seen gehören zu den fast nirgends fehlenden Begleiterscheinungen des Küstenverlaufes, sie kommen sowohl an niedrigen wie auch an hohen Küsten vor, an glatten Küsten ebenso wie an gebuchteten und gelappten, wie endlich an den Riffküsten. Die *Lagune* ist die herrschende Form aller glatten Küsten. Sie ist ausgezeichnet durch eine streng nachbarliche Lage zum offenen Meere, von welchem sie nur durch einen schmalen Landstrich, die Nehrung, getrennt ist. Lagunen kommen sowohl an den flachen Küsten als auch an den abwechselnd steilen und flachen Ausgleichküsten vor. An letzteren sind sie entweder buchtähnlich, durch eine schmale Nehrung vom Meere abgeschlossen, wie die *Limane* der nordpontischen Küsten oder sie sind ausgelagert, indem eine Insel durch zwei Nehrungen landfest wurde, zwischen welchen sich die Lagune befindet, wie z. B. der Etang du Pesquier in der Halbinsel von Hyères und die Lagune von Orbitello hinter dem Monte Argentaro. An den Flachküsten trifft man die verschiedenartigsten Lagunenformen, bald sind dieselben unregelmäßig gelappt, wie die großen Lagunen an der nordamerikanischen Ostküste, bald sind sie langgedehnt und schmal, in der Richtung der Küste gestreckt, wie z. B. die Lagune del Madre an der Küste von Texas und die große Cooronglagune in Südaustralien. Alle Arten von Lagunen sind seicht und erreichen nur selten 20 m Tiefe. Ihre Entstehung hängt von der Entwickelung des Strandwalles ab, welcher sich nur vor seichte Meeresteile zu legen vermag; dabei schnürt er entweder Buchten ab, wie bei den Limanen, oder schneidet einen unregelmäßig gebuchteten Verlauf einer Flachküste ab, oder endlich wird er parallel der Küste, vielleicht neben einem früheren Strandwalle aufgeschüttet, in welchem Falle langgedehnte Lagunen entstehen.

Eine besondere Form der Lagune bildet sich dort, wo sich der Strandwall an ein Korallenriff knüpft. Die in den Wallriffen auftretenden *Riffkanäle* und die

in Koralleninseln gelegenen Atolllagunen sind zwar meist mit dem Meere in ziemlich ausgiebiger Verbindung und von demselben nicht so scharf geschieden, wie die gewöhnlichen Nehrungslagunen. Wenn sich aber das Wallriff ganz zusammenschließt, entstehen echte Lagunen, die unter Umständen, wie jene mancher Atolle, nur noch unterirdisch mit dem Meere kommunizieren.

Ein weiterer Typus der Küstenseen sind die Deltaseen, welche in der Regel durch einen ziemlich breiten aber wenig hohen Damm vom Meere geschieden sind. Ihre Entstehung beruht auf dem Anwachsen des Deltas, welches entweder quer durch eine Bucht aufgeschüttet wurde und deren oberes Ende abdämmte oder unregelmäßig in das Meer hinauswachsend, kleine Partieen desselben umschüttete. Endlich wird nicht selten ein Deltasee dadurch bedingt, daß sich zwischen zwei vorgebaute Mündungen ein Strandwall legt, wie z. B. bei den Seen des Nildeltas.

Eine besondere Gruppe von Seen endlich knüpft sich an die Fjordküsten. In den Eisfjorden dämmen die Gletscher gelegentlich Eisfjordseen ab, ferner scheiden nicht selten die Fjordterrassen Seen von den innersten Fjordzipfeln, das sind die Fjordterrassenseen.

Die Mehrzahl der genannten Seeformen entsteht durch Abschnürung, welche an den Ufern des Meeres eine noch viel wichtigere Rolle spielt, als an den Ufern der Binnenseen, weil die Bildung des Strandwalles eine viel allgemeinere ist. In der That sind auch die meisten Küstenseen Lagunen. Die Abschnürung irgend eines Meeresteiles durch Strandwälle oder Deltas setzt voraus, daß irgend ein einspringender Winkel im Küstenverlaufe vorhanden ist. Solche aber werden durch die Thätigkeit der im Meere wirkenden Kräfte nicht geschaffen und zeugen gewöhnlich von einer stattgehabten Senkung. Sehr viele Lagunen an gesunkenen Küsten bezeichnen daher lediglich einen Wiedergewinn verlorenen Landes und nur wenige durch Umschüttung entstandene Deltaseen und Atolllagunen stellen einen unmittelbaren Neugewinn von Land dar.

Die Lagunenbildung ist die notwendige Folgeerscheinung des Bestrebens von Brandung und Küstenströmung, die Ufer des Meeres abzurunden; ebenso sind die Deltaseen bedingt durch die nie ruhende Abtragung des Landes. Die Seebildung an den Küsten muß daher stattfinden, solange als gebuchtete und gelappte Küsten vorhanden sind und als die Sedimentführung der Ströme größer ist als die Transportfähigkeit des Küstenstromes. Eine stabile Lage der Strandlinie vorausgesetzt, ist daher die Seebildung an den Küsten eine bestimmte Phase in der Küstenentwickelung.

Die Bildung von Küstenseen kann auch durch Bewegungen der Strandlinie bedingt sein. Taucht eine Ausgleichküste unter, deren Lagunen längst zugeschüttet sind, so leben dieselben wieder auf, ohne jedoch wie de Cossigny[1]) meint, erst dann zu entstehen. Umgekehrt entstehen bei Hebungen Lagunen hinter den auftauchenden und zu einem Walle verwachsenden Korallenriffen. Solcher Art sind die blattartigen Binnenwater von Curaçao[2]). Ganz allgemein entstehen ferner bei Hebungen Küstenseen dadurch, daß isolierte Vertiefungen des Meeresgrundes vom Meere abgegliedert werden, indem ihre gesamte Umgebung auftaucht, während andererseits bei Senkungen Strombecken sich mit Wasser füllen. Alle größeren Seen Schwedens gehören zu der ersteren Gruppe von Seen; sie erfüllen Wannen, welche einst unter dem Meere lagen, während umgekehrt das Stettiner Haff ein versunkenes Strombecken und die Küstenseen Dalmatiens (z. B. Lago di Vrana bei Zara) gleich dem Skutarisee ertrunkene Polje sind. Da nun, wie unten gezeigt werden wird, der Meeresgrund im allgemeinen ebener als das Land ist, so wird durchschnittlich die Bildung von Küstenseen eher durch das Ertrinken von Landbecken als durch das Auftauchen submariner Wannen erfolgen. Letztere sind

[1]) Sur la corrélation qui existe entre les oscillations du sol et la configuration des côtes de la mer. Bull. Soc. géolog. Paris. (3). III. 1874/75. p. 358.

[2]) K. Martin, Geologische Studien über Niederländisch Westindien. Leyden 1888. S. 119.

nur dort vorhanden, wo der Meeresgrund nicht durch marine Kräfte ausgestaltet ist, sondern durch Gletschereis (wie z. B. im ehemaligen Meeresgrunde Schwedens) oder durch Krustenbewegungen (wie z. B. im australasiatischen Mittelmeere). Das Nebeneinandervorkommen von Golfen in der Nachbarschaft von Ebenen mit Seen erhält unter solchen Verhältnissen eine hervorragende genetische Bedeutung: Es muß als nicht unwahrscheinlich gelten, daß manche der in solchen Ebenen gelegenen Seen genetisch als Küstenseen aufzufassen sind. Erfolgt das Abgliedern von Seen und das Ertrinken von Landbecken lediglich unter dem Einflusse von Bewegungen der Strandlinie, mögen sich dieselben nun auf Schwankungen des Meeresspiegels oder auf Bewegungen des Festen zurückführen, so können diese letzteren auch direkt Küstenseen dort bilden, wo sie Buchten oder Golfe abriegeln und durch Abdämmung von solchen können auch vulkanische Aufschüttungen Küstenseen bilden. Es sei nur daran erinnert, daß der nur 33 m hoch gelegene Nicaraguasee sich nach Durocher und Pector 25 m unter das Meeresniveau herabsenkt und nur durch vulkanische Aufschüttungen vom Golfe von Fonseca getrennt ist.

Wirkt der Wannenbildung auf dem Lande fast überall das rinnende Wasser entgegen, so kann sie sich unter dem Meeresspiegel im allgemeinen ziemlich ungehindert entfalten, wenn sich nicht gerade Straßenströmungen entwickeln. In diesem Umstande ist begründet, warum die verschiedensten Ursachen gerade an der Küste die Wannenbildung durchzuführen vermögen, so daß die Küsten ganz allgemein als Wannenregion gelten müssen. Die Küstenwannen sind ursprünglich wohl größtenteils mit Wasser erfüllt, und zwar mit salzigem, wenn sie auf Kosten des Meeres entstanden, mit süßem, wenn sie ertrunkene Thalbecken sind. Aber der ursprüngliche Wasserinhalt erfährt im Laufe der Zeiten beträchtliche Veränderungen. Die Illawarabucht[1]) in Neu-Süd-Wales wurde in einen Haffsee dadurch verwandelt,

---

[1]) Dana, Geology of Wilkes Exploring Expedition. p. 535.

daß ihr Ausgang durch eine Sandbarre so fest verschlossen wurde, daß das Meer nicht mehr eindringen konnte.

Es kommt eben ganz auf das Verhältnis vom einströmenden Seewasser und dem Süßwasserzufluß an. Ein See, welcher vom Meere nahezu abgeschlossen ist, wird in feuchtem Klima ausgesüßt werden, während in trockenem sein Spiegel sinkt und endlich zu existieren aufhört. So liegt der Spiegel des Abukirsees bei Alexandrien 1 m unter dem Niveau des Mittelmeeres [1]) und sein Nachbar, der Maadiehsee, ist gleich der Osthälfte des Menzalehsees, allerdings infolge eines künstlichen Eingriffes, ausgetrocknet. Bei reichlicher Meerwasserzufuhr kann ein Süßwassersee salzig werden und dies wird namentlich dort erfolgen, wo ein ertrunkenes Thalbecken anhaltend weiter gesenkt wird. Das Thal, durch welches die Entwässerung des Küstensees nach dem Meere erfolgte, wird dann in eine Meeresstraße verwandelt werden. Der Salzgehalt der Küstenseen erscheint daher als ein sehr schwankendes Element und es empfiehlt sich aus diesem Grunde nicht, auf denselben Gewicht zu legen.

Die Süßwasserseen, welche Wannen erfüllen, die bei Herausbildung der jetzigen Festlandküste durch Abschnürung und Isolierung von Meeresteilen entstanden sind, hat G. R. Credner Reliktenseen genannt, er hat denselben eine monographische Darstellung gewidmet [2]).

---

[1]) H. G. Sheppard, The Reclamation of Lake Aboukir. Min. Proc. Inst. Civ.-Eng. CI. 1890. p. 186.

[2]) Die Reliktenseen. II. Teil. E. H. 89. P. M. 1888.

Kapitel III.

Der Meeresgrund.

1. Allgemeines.

Die Gestaltung des Meeresgrundes kann nur durch zahlreiche dichtgedrängte Lotungen festgestellt werden. Solche sind bisher nur nahe der Küste in der Flachsee in ausreichender Menge durchgeführt worden und diese bestätigen die jetzt allgemein herrschende Anschauung von der Ebenheit des Meeresbodens. Es ist der Tiefenunterschied benachbarter Orte immer nur ein sehr geringer. In der Nordsee trifft man westlich Helgoland bis zu 6° E. zwischen 54° und 54° 30′ N. durchschnittlich nur auf Tiefenunterschiede von 2,8 m in den Fünf-Minuten-Trapezen, welches Maß der Unebenheit weit geringer als das bislang irgendwo auf dem Lande in den Ebenen ermittelte ist. Dasselbe hängt nicht mit der Flachlandnatur des angrenzenden norddeutschen Küstengebietes zusammen, denn auch westlich der felsigen Küste von Istrien herrscht in der Adria bis 13° E. nur ein mittlerer Tiefenunterschied von 25 m in den Fünf-Minuten-Trapezen und den mittleren Böschungswinkel der Adria bestimmte Peucker zu nur 30′[1]). Selbst in Meeresbuchten tritt bemerkenswert ebener Grund entgegen, welcher in auffälligem Gegensatze zu der Unebenheit des benachbarten Landes steht. Inmitten der Danziger Bucht ist der mittlere Tiefenunterschied nur 6,4 m und selbst wenn man den ziemlich beträchtlich abfallenden Saum der Bucht mit in Rechnung zieht, ergibt sich ein mittlerer Tiefenunterschied von nur 17 m. Im westlichsten fast allgemein vom Lande umschlossenen Winkel der Ostsee, zwischen Holstein und Langeland, wechseln die Tiefen innerhalb der ausschließlich dem Meere angehörigen

---

[1]) Mittlerer Böschungswinkel und wirkliche Oberfläche topographischer Formen. Verh. d. V. intern. Geogr.-Kongresses. Bern. 1891. S. 543.

Fünf-Minuten-Trapeze nur um durchschnittlich 12 m. Die von Gebirgen umrahmte Bucht von Fiume samt dem Quarnero ist so eben, daß nur Tiefenunterschiede von 5,5 m begegnet werden, während allerdings in dem von mehreren Riffen durchsetzten Quarnerolo mittlere Tiefenunterschiede von 41,5 m zu ermitteln sind. Wird aber von den in der Fortsetzung der Inseln befindlichen Riffen abgesehen, so erscheint auch hier der Meeresgrund als völlig eben.

Im offenen Ozeane sind die Lotungen nur ausnahmsweise dicht genug, um in entsprechender Weise ein Maß der Unebenheit gewinnen zu können. Daß der Meeresgrund auch hier im wesentlichen flach ist, geht daraus hervor, daß das Schleppnetz über große Strecken widerstandslos hinweggezogen werden kann; auch findet sich mancherorts, daß die an zwei 70—100 km auseinanderliegenden Stellen gewonnenen Lotungsergebnisse im Mittel nur um hundert Meter, hie und da selbst nur um einige Zehner verschieden sind. Dies gilt z. B. von vielen Lotungen der Tuscarora zwischen Californien und den Sandwichinseln. Bemerkenswert ist aber, daß in dem einzigen Meeresteile, von welchem zahlreichere Lotungen vorliegen, nicht unbeträchtliche Tiefenunterschiede angetroffen werden. Zwischen 49° 35′—49° 55° N. und 28° 45′—29° 10′ W., wo sich im Atlantik die Lotungen über dem Faradayhügel drängen, findet sich eine mittlere Unebenheit von 650 m in den Fünf-Minuten-Trapezen, also ein Wert, wie er manchen Mittelgebirgen zukommt, und auf dem Nordostabfalle der flämischen Kappe beläuft er sich auf 290 m.

Faßt man die Tiefenunterschiede eines Zwei-Grad-Trapezes ins Auge, so zeigt der Atlantik zwischen 45° N. und 53° N. außerhalb der Kontinentalplatte zwischen Nordamerika und Europa einen mittleren Tiefenunterschied von 1200 m, und selbst wenn man von den 6 Trapezen absieht, in welche die flämische Kappe und das Laurariff fallen, so mindert sich derselbe erst auf 800 m. Diese Werte müssen als Minima gelten, da häufig nur 2 Lotungen in einem Trapeze vorliegen. Zum Vergleiche diene der mittlere Höhenunterschied im benachbarten Mittel-

europa. Zwischen 44° N. und 54° N. im ganzen Deutschen Reiche, in den gesamten Alpen und in den Karpathenländern ist der mittlere Höhenunterschied in den Zwei-Grad-Trapezen 1520 m, abzüglich der 7 Trapeze, in welche die Alpen fallen, kaum 1100 m. Danach hat der Boden des nördlichen Atlantik in großen Zügen einen ähnlichen Wechsel der massigen Erhebungen wie das mittlere, reich gegliederte Europa. Da die Nordsee in den Zwei-Grad-Trapezen nur einen mittleren Tiefenunterschied von 112 m zeigt, welcher sich auf bloß 64 m mindert, wenn von der norwegischen Rinne abgesehen wird, so scheint die fast vollständige Ebenheit des Bodens nur der Flachsee, nicht auch der Tiefsee zuzukommen.

Neuere Tiefseeforschungen haben in der That sehr beträchtliche Unebenheiten des Meeresgrundes aufgedeckt; namentlich sind sehr steile Böschungen aufgefunden worden, welche den Abfall der Flachsee zur Tiefsee bilden.

Am längsten bekannt ist der Steilabfall der europäischen Kontinentaltafel im Atlantik. Hier senkt sich der Meeresboden gegen den Golf von Biscaya und westlich Irland durchschnittlich mit einem Gefälle von 56‰ (3¼°), während z. B. das Gefälle vom Tauernkamme bis zum Alpenfuße in Oberbayern nur 31‰ (1¾°) beträgt. An einer Stelle, nahe der Untiefe von La Chapelle, beträgt der submarine Abfall im Atlantik 87‰ (5°), während das Gefälle von den Gipfeln des Berner Oberlandes nach Bern nur 77‰ (4½°) ausmacht, die Höhe des Abfalles beläuft sich dabei auf nicht weniger als 3500 m. Gegen das europäische Nordmeer fällt unweit Vesteraalen der untergetauchte Rand des europäischen Festlandes in einer Strecke von 35 km um 2380 m, also mit einer Böschung von 68‰ (fast 4°) ab[1]. Sehr steile Abfälle entdeckten die Dacia und der Buccaneer an der Westküste Afrikas. Unweit der marokkanischen Küste senkt sich unter 33° 20′ der Meeresgrund von 962 m auf 3592 m Tiefe mit einer Böschung von 180‰ (10°) herab, unter 32° 15′ von 402 m auf 1097 m Tiefe mit einem Gefälle von 190‰ (11°)[2]. Dabei handelt es sich im ersteren Falle um Höhenunterschiede und Entfernungen,

---

[1]) Mohn, Die norwegische Nordmeer-Expedition. E. H. 63. P. M. 1880. S. 8.

[2]) J. Y. Buchanan, On Oceanic Shoals discovered in the S.S. Dacia in October 1883. Proc. R. Soc. Edinb. XIII. 1885/86. p. 428.

wie von einem Kalkalpengipfel in ein benachbartes größeres Thal, wie z. B. vom Dachstein in die Gegend von Altaussee. Aehnliche Steilabfälle begleiten die gesamte Guineaküste von Sierra Leone bis zur Nigermündung[1]). Oestlich vom Kap Three Points fällt der Meeresgrund in einer Strecke von 12 km um 2975 m, nämlich von 183 m auf 3158 m Tiefe ab, hat also ein Gefälle von durchschnittlich 260 ‰ (fast 15 °), das sich in den unteren Partieen des Abfalles auf 322 ‰ (18 °) steigert. Unter solchem Winkel erscheint der Dachstein vom Ennsthale aus, die Jungfrau über Grindelwald. Entsprechende Verhältnisse kehren an der Ostküste Nordamerikas wieder. Nördlich Kap Hattaras läuft die 1830 m Kurve durchschnittlich in rund 28 km Entfernung von der 183 m Kurve, was auf eine submarine Böschung von 60 ‰ (3½ °) schließen läßt, welche sich in größeren Tiefen verflacht, während östlich Neufundland am Ostabfalle der flämischen Kappe die 3500 m Kurve der 1500 m Kurve auf 14,6 km nahe kommt, entsprechend einem Abfalle von 137 ‰ (8 °), ja stellenweise sind hier Böschungen von 554 ‰ (29 °) nachgewiesen worden[2]). Bei den Bahamainseln drängt sich die 3660 m Kurve so nahe an die Küste, daß sie nirgends weiter als 24,5 km von derselben entfernt ist; der submarine Steilabfall sinkt hier nirgends unter 145 ‰ (8 °), während er im Maximum auf 790 ‰, also 38 ⅓ ° steigt[3]). Dieser Abfall übertrifft den vom Mönch nach Grindelwald, jenen von der Jungfrau nach dem Lauterbrunnenthal (700 ‰) an Steilheit und an Höhe (3614 m gegen 3000 m), ihm dürfte keine Böschung von gleicher Höhe und Steilheit auf der gesamten Landoberfläche zur Seite zu stellen sein. Aehnliche Steilabfälle kehren im Golfe von Mexiko wieder, wo an den Bänken von Yucatan und Florida sich auf mehrere Hundert Kilometer Länge die 915 m und 2740 m Isobathe in Entfernungen von 111—278 km halten, was auf mittlere Böschungen von 70 ‰—170 ‰ (4—9½ °) deutet. Der Boden der Yucatansee ferner fällt auf einer Strecke von 37 km von Grand Cayman auf 6270 m Tiefe, also mit einer Böschung von 170 ‰ (9½ °) ab, um einen Betrag, welcher jenem des Himalaya zur Gangesebene nicht sehr nachsteht, denselben aber an Steilheit bei weitem übertrifft. Im östlichen Mittelmeere fällt unweit Syrakus der Meeresgrund von zwei Bänken auf kaum 8 km Entfernung bis auf 3658 m Tiefe ab, also mit einer Böschung von 375 ‰ (21 °). Aehnlich steile Abfälle begrenzen Kreta gegen Süd[4]). Unter-

---

[1]) J. Y. Buchanan, On the Land-Slopes separating Continents and Ocean-Basins. Scott. geogr. Mag. III. 1887. p. 217.

[2]) O. Krümmel, Die Tiefseelotungen des Siemensschen Dampfers Faraday. Ann. d. Hydrogr. XI. 1883. S. 146.

[3]) A. Agassiz, Three Cruises of the Steamer Blake. London 1888. p. 95.

[4]) Luksch, Physikalische Untersuchungen im östlichen Mittelmeer. Denkschr. d. math.-naturw. Kl. Akad. Wien. LIX. 1892. Taf. I.

meerische Böschungen ozeanischer Inseln stellte Franz Dietrich[1]) zusammen.

Innerhalb der von solch beträchtlichen Steilabfällen umrandeten großen ozeanischen und mittelmeerischen Tiefen herrscht keineswegs überall ebener Grund, wie schon aus der Thatsache hervorgeht, daß Aufragungen des Meeresgrundes als Inseln bis über den Meeresspiegel reichen. Alle aus großen Tiefen aufsteigende Inseln haben auffällig steile Böschungen. Rings um die Bermudas sinkt der Meeresgrund mit einem Gefälle von durchschnittlich 420 ‰ (23°) ab, stellenweise sogar im Südosten und Nordosten der Inselgruppe um 650—680 ‰ (33—34°). Bis zu Tiefen von 1800 m fällt die Insel S. Thomé im Guineagolfe mit Böschungen von 380 ‰ (21°) ab, und der Abfall wächst in geringen Tiefen bis auf 712 ‰ (35½°). Die Prinzeninsel (I. do Principe) im selben Golfe fällt von 214 bis auf 565 m mit 640 ‰ (33°), dann auf 1026 m mit 504 ‰ (28½°) ab. Aehnliche Böschungen wiederholen sich rings um die kanarischen Inseln. Die Weihnachtsinsel (Christmas Island) im Indischen Ozean fällt nach Osten mit einer Böschung von 700 ‰ (35°) bis auf 2130 m Tiefe ab[2]). Noch steilere Böschungen zeigen die echten Koralleninseln. Tahiti fällt stellenweise mit einer Böschung von 2750 ‰ (70°) ab; 2000 m von der Brandung wurde nördlich der südlichen Keelinginsel mit einer 2200 m langen Leine kein Grund gefunden, so daß hier eine mittlere Böschung von mindestens 1100 ‰ (48°) vorliegen muß und dieselbe muß unter 1000 m Tiefe senkrecht werden, da hier die Leine durchrieben wurde[3]).

Neben den Inseln, welche hie und da gesellig auftreten, über große Strecken aber gänzlich fehlen, gibt es untermeerische Erhebungen. Dieselben wurden gerade

---

[1]) Untersuchungen über die Böschungsverhältnisse der Sockel ozeanischer Inseln. V. Jahresber. geogr. Gesellsch. Greifswald 1890/93. S. 29.

[2]) Wharton, Account of Christmas Island. P. R. G. S. X. 1888. p. 613.

[3]) Darwin, The Structure of Coral Reefs. 1842. p. 9.

im inselärmsten Ozeane, dem Atlantik, in nicht geringer Zahl nachgewiesen. Man nennt sie, falls sie nahe an den Meeresspiegel reichen, Untiefen oder Bänke. Auch sie zeichnen sich durch einen ganz auffälligen Grad von Steilheit aus. Aus dem 2500—3000 m tiefen Grunde des nördlichen Atlantik steigt unter 49° N. und 29° W. der „Faradayhügel" bis auf 1170 m Tiefe auf, so zwar, daß eine isolierte Erhebung von kaum 10 km Durchmesser vorliegt, mit Böschungen, die bis 700 ‰ (55°) betragen[1]). Weitere ähnliche submarine Erhebungen sind nördlich der kanarischen Inseln entdeckt worden. Hier erhebt sich aus dem im Mittel 4000 m tiefen Meere die Daciabank (31° 9′ 30″ N. 13° 34′ 30″ W.) bis auf 90 m Tiefe mit einer Böschung von im Mittel 620 ‰ (27°), welche gelegentlich senkrecht wird. Unter 33° 47′ N. und 14° 1′ W. befindet sich die nur 163 m tiefe Seinebank, welche durchschnittlich mit 260 ‰ (15°), streckenweise mit 420 ‰ (23°) abfällt. Eine dritte Untiefe, der Korallenfleck (coral patch), befindet sich unter 34° 57′ N. und 11° 57′ W., derselbe ragt nur bis 795 m Tiefe auf[2]). Im südlichen Atlantik ist die 1886 entdeckte Untiefe bemerkenswert, welche sich unter 31° S. zwischen 33° und 36° W. erstreckt, und welche seither den Namen Enterprise-Bank erhalten hat[3]). Aus einem über 4000 m tiefen Meere steigt dieselbe in zwei Kuppen bis auf 658 m und 732 m Tiefe an. Der Abfall derselben beläuft sich auf 66 ‰ (4°) und 95 ‰ (5½°), beide sind durch eine Einsenkung von 2000 m Tiefe geschieden. Nicht wenige Untiefen sind somit bereits im nördlichen Atlantik gelegentlich bemerkt worden, nicht selten konnten sie später an den angegebenen Positionen nicht wieder aufgefunden werden.

---

[1]) Krümmel, Die Tiefseelotungen des Siemensschen Dampfers Faraday im Nordatlantischen Ozeane. Ann. d. Hydrogr. XI. 1883. S. 5, 146.

[2]) J. Y. Buchanan, On Oceanic Shoals etc. Proc. R. Soc. Edinb. XIII. 1885/86. p. 428.

[3]) Notice to Mariners. Washington. 1886. Nr. 13. p. 97. 1887. Nr. 8. p. 54. Vergl. P. M. Litt.-Ber. 1886. Nr. 397. 1887. Nr. 434.

Berücksichtigt man den großen Grad der Steilheit der sicher gestellten untermeerischen Erhebungen, so wird man nicht mehr aus einer irgendwo gefundenen großen Tiefe auf das Nichtvorhandensein einer Untiefe in der Umgebung schließen dürfen. Werden irgendwo Tiefen von 4—6000 m gelotet, so schließt dies nicht aus, daß sich 8—12 km weit davon Untiefen, die nahe bis zum Meeresspiegel reichen, befinden. Ist die Lage einer Untiefe nur bis auf 3—5′ (5—9 km) genau bekannt, so ist leicht möglich, daß neuere Lotungen am angegebenen Orte, den man sich als ein 25—80 qkm großes Quadrat zu denken hat, große Tiefen feststellen, während unweit davon die Bank steilwandig aufsteigt. So mag die Bank, welche im Indischen Ozeane unter 9° 53′ N. und 97° 48′ E. angegeben wurde, und welche das Schiff „Flying Fish" nicht aufzufinden vermochte[1]), wohl vorhanden sein, zumal da hier auf 26 km Entfernung Tiefenunterschiede von 550 m angetroffen wurden, was auf ein Gefälle von 21 ‰ hinweist. Eine ganze Anzahl submariner Pfeiler wurde zufällig beim Legen der Telegraphenkabel entdeckt, wobei ein ganzes Profil des Meeresgrundes gewonnen wird. Die hierbei erhaltenen Erfahrungen führen W. G. Forster zur Annahme sehr zahlreicher und steiler solcher Pfeiler[2]).

Die Abfälle der isolierten Erhebungen des Meeresgrundes stehen den größten Bergabfällen der Landoberfläche an Höhe und Steilheit durchaus nicht nach. Sie müßten nach der Lehmannschen Schraffenskala durchschnittlich zu $^2/_3$—$^3/_4$ schwarz gehalten werden, und stellenweise zeigen sie lotrechte Abstürze, welche denen des Hochgebirges vollkommen ebenbürtig sind. Wie groß die Zahl so steiler Erhebungen ist, läßt sich noch nicht ermessen; bekannt sind nur die zahlreichen Inseln, während sich die submarinen Erhebungen einstweilen noch größtenteils der Kenntnis entziehen, da sie oberflächlich durch nichts angezeigt werden. Neben solch steilen Böschungen und wie es scheint, auch zwischen denselben, herrschen weit ausgedehnte, ungemein ebene, durchaus sanft geneigte Flächen, so daß als bezeichnendes Merkmal des Meeresbodens der jähe Wechsel zwischen isolierten, steil anstrebenden Pfeilern und nahezu ebenen Tief-

---

[1]) Murray, On some recent Deep-Sea Observations in the Indian Ocean. Scott. Geogr. Mag. III. 1887. p. 553.

[2]) A Paper on Earthquakes in general, together with a new Theory on their Origin. 1887. Vergl. P. M. 1888. Litt.-Ber. Nr. 538.

gründen hingestellt werden kann. Ob nun diese letzteren sich flach muldenförmig oder wiederum mit Steilabfällen zu den größten isolierten Tiefen absenken, bleibt noch festzustellen. Jedenfalls herrscht zwischen Tiefsee und Flachsee ein ähnlicher Gegensatz in Bezug auf die Erhebungsverhältnisse, wie zwischen Hochland und Tiefland und es müssen alle zwischen 200 m Höhe und 200 m Tiefe gelegenen Gebiete als die ebensten Teile der Erdkruste gelten.

2. Die Flachsee.

a) Bodengestaltung.

Ist zwar der Mangel größerer Höhenunterschiede charakteristisch für die Flachsee, so fehlen derselben doch keineswegs alle Unebenheiten. Als solche treten zunächst der Küste vorgelagerte oder isolierte, bis nahe zum Meeresspiegel reichende, von Sand aufgebaute Erhebungen entgegen, die Sandbänke. Dieselben erscheinen bald als äußerst flache Kuppen, bald als ausgedehnte Wälle, welche dann gesellig auftreten. Große Schwärme langer, schmaler, 20—30 m hoher Sandbänke, welche fast bis zum Niederwasserspiegel reichen, begleiten die belgische Küste und kehren unweit der Küste von Norfolk wieder, während inmitten der Nordsee die Doggersbank eine sehr breite Anschwellung darstellt. Neben den Sandbänken finden sich häufig isolierte, gruben- oder rinnenförmige Vertiefungen, Pits (Gruben) oder Kulen genannt. Dieselben schalten sich zwischen die Schwärme paralleler Sandbänke oder treten vereinzelt auf. Der Boden der Nordsee ist ungemein reich an solchen Formen, welche auch im Golfe von Maine, wie überhaupt in allen seichten Meeren mit lebhafter Gezeitenbewegung auftreten, während die Flachseen mit ruhigem Wasserspiegel oft völlig ebenen Boden haben. Vielfach finden sich in der Flachsee kleine isolierte, felsige Erhebungen, welche, wenn sie nahe bis zum Meeresspiegel reichen, Riffe heißen, während sie als Klippen bezeichnet wer-

den, wenn sie über den Meeresspiegel aufsteigen. Diese Riffe und Klippen bestehen entweder aus isolierten Aufragungen älterer Gesteine, welche die Ablagerungen des Meeresgrundes gleichsam durchstoßen oder sie sitzen dem letzteren auf. Dann handelt es sich gewöhnlich um Korallenriffe. Letztere kommen namentlich in der Flachsee der Yucatan- und Hondurasbank, zwischen den großen Sundainseln, im Persischen Golfe und im Roten Meere vor. Sie gehören dem Typus der Krustenriffe an. Die Aufragungen von Klippen und Riffen älterer Gesteine finden sich meist in der Nähe von steil ansteigenden felsigen Küsten und stellen gelegentlich die Fortsetzung irgend eines Gebirgskammes dar, welcher gleichsam unter das Meer taucht. Neben den Kämmen setzen sich auch die Thäler des Landes in die Flachsee fort.

So erstreckt sich in der Fortsetzung des Pontrieuxflusses an der Küste der Bretagne 9 km weit in die Flachsee des englischen Kanals zwischen felsigen Ufern eine Rinne, welche schließlich 35 m Tiefe aufweist[1]). Wie seit langem von J. D. Dana[2]) erkannt, findet sich in der Fortsetzung des Hudson eine untermeerische Rinne, welche die Flachsee an der nordamerikanischen Ostküste vollständig durchquert. Dieselbe beginnt 19,1 km von der Küste, wo sie nur 15 m tief in den Meeresgrund eingesenkt ist, während sie im Abstande von 40—75 km bei 2 km Breite 27 m tief ist. Darauf verflacht sie sich und verschwindet 146 km von der Küste, um bei 155 km Entfernung von neuem zu beginnen; nach 37 km Verlauf endet sie 5 km breit und 867 m tief am Abfalle der Flachsee[3]). Aehnliche Erscheinungen kommen an den nordamerikanischen Küsten öfter vor, wie eine Zusammenstellung von W. Upham[4]) lehrt. Am großartigsten ist wohl die Rinne, welche im Mündungstrichter des Kongo beginnt und sich bis an den Abfall der Flachsee in die Tiefsee fortsetzt. Fast 40 km oberhalb der Mündung zeigt der Strom bereits Tiefen von 275 m, während er an

[1]) Jean Reynaud, Mémoire sur les embouchures de la rivière de Pontrieux. C. R. XXVI. 1848. p. 218.

[2]) Manual of Geology. 1st ed. 1863.

[3]) Lindenkohl, Geology of the Sea-bottom in the approaches to New-York Bay. Am. Journ. (3). XXIX. 1885. p. 475. — Notes on the sub-marine Channell of the Hudson River. Ebenda XLI. 1891. p. 489.

[4]) Quarternary Changes of Levels. Geolog. Mag. (3). VII. 1890. p. 492.

der Mündung 5,5 km breit und 609 m tief ist. Die untermeerische Fortsetzung dieser tiefen Furche ist 18,5 km von der Küste bereits 914 m tief, und 65 km vom Gestade, wo sie das Bereich der Flachsee verläßt, hat sie 1047 m Tiefe, ist also rund 850 m tief in ihre Umgebung eingesenkt und hat 11 km Breite[1]. Man hat

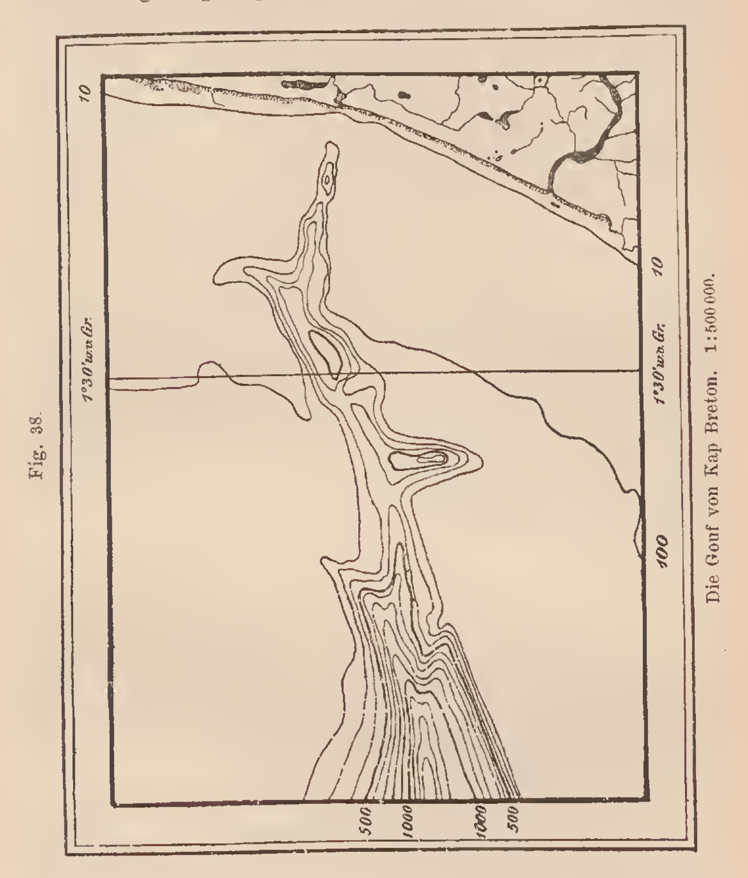


Fig. 38. Die Gouf von Kap Breton. 1:500000.

es hier mit einem Gebilde zu thun, welches den Thälern des Festlandes durchaus an die Seite gestellt werden kann, einem unter-

[1] J. Y. Buchanan, On the Land-Slopes separating Continents and Ocean-Basins. Scott. geogr. Mag. III. 1887. p. 217 (222).

meerischen Thal mit Gehängen, welche durchschnittlich 9° (155 °/oo) steil abfallen und welches direkt vom Lande in die Tiefsee läuft, so daß diese sich schlauchähnlich in die Flachsee drängt. Aehnliches wiederholt sich an mehreren Orten. Angesichts der Gangesmündungen reicht ein 20—30 km breiter Ausläufer der Tiefsee 125 km weit in das Bereich der Flachsee hinein, das ist der „Swatch of no ground", welcher vor der Indusmündung nach Tremenhere[1]) ein Seitenstück findet. Nördlich der Adourmündung drängt sich, wie Fig. 38 zeigt, 15 km weit in die Flachsee des Gascogner Golfes eine tiefe Furche, die Gouf de Cap Breton ein, welche mit 15 km Breite und über 1200 m Tiefe beginnt, sich verästelt und nach und nach schmäler und seichter wird, bis sie 2 km von der Küste verschwindet. Unweit der Akbamündung und bei Lagos greifen zwei tiefe Furchen, Bottomless Pit und Avonsdeep genannt, in die Flachsee der Guineaküste[2]), und angesichts des Cap Mendocino ist die kalifornische Flachküste durch eine Rinne unterbrochen, welche am Saume der Flachsee 730 m tief ist[3]). Zahlreiche untermeerische Thäler begleiten die südprovençalische und ligurische Küste[4]); seit langem ist bekannt, daß die Thäler des westlichen Korsika sich submarin fortsetzen[5]). Endlich hat bereits 1850 Godwin-Austen[6]) die Gründe zusammengestellt, welche den englischen Kanal als ein untergetauchtes Thal erscheinen lassen; in den „Hurds" liegt mitten im Aermelmeere eine thalähnliche Rinne vor. Entsprechendes gilt vom St. Lorenzgolfe, welcher in der Fortsetzung des Lorenzstromes von einer tiefen Rinne durchsetzt wird; dieselbe ist dort, wo sie die Tiefsee erreicht, 900 m tief in ihre Umgebung eingesenkt[7]). Eine Zusammenstellung untermeerischer Thäler gab E. Linhardt[8]).

— Stassano, La foce del Congo. Atti reale Ac. Lincei. 1886. II. fasc. 13. p. 510.

[1]) On the Lower Portion of the River Indus. J. R. G. S. XXXVII. 1867. p. 68.

[2]) Buchanan, On the Land slopes. Scott. Geogr. Mag. III. 1887. p. 217.

[3]) George Davidson, Bull. Californ. Acad. Science. II. Nr. 6. — Am. Journ. (3). XXXIV. 1887. p. 69. — The Nature. XXXVII. 1887/88. p. 38.

[4]) Issel, Sur l'existence de vallées submergées dans le golfe de Gênes. C. R. CIV. 1887. p. 250.

[5]) De la Beche, Researches in Theoretical Geology. 1834. p. 189.

[6]) On the Valley of the English Channell. Quart. Journ. Geolog. Soc. VI. 1850. p. 69.

[7]) J. W. Spencer, The High Continental Elevation preceding the Pleistocene Period (in America). Geolog. Mag. (3). VII. 1890. p. 208.

[8]) Ueber unterseeische Flußrinnen. Jahresb. geogr. Gesellsch. München. XIV. 1890/91. S. 21.

Auch anderweitige Hohlformen, wie sie sonst das feste Land auszeichnen, kommen hie und da in der Flachsee vor. Die Flachsee zwischen Schottland und den Hebriden trägt durchaus den Charakter einer untergetauchten Rundhöckerlandschaft und wird von zahlreichen Wannen durchsetzt [1]). Die schachtähnlichen Schlote der Karstgebiete wiederholen sich auch am Grunde der benachbarten flachen Meere. J. R. Lorenz beschreibt derartige Gebilde aus dem Golfe von Fiume, wo z. B. unweit Moschenizze mitten zwischen Tiefen von 50 m ein solcher von 130 m angetroffen wird [2]).

Die Flachsee umrahmt alle Küsten, und ist sie an den einen bloß eine schmale Abdachungszone, so bildet sie vor den andern breite, weit ausgedehnte Flächen, welche sich oft weit vom Gestade entfernen, ganze Nebenmeere ausfüllen oder in die Tiefsee ausspringen. Derartige ausspringende Flachseepartieen werden vielfach auch Bänke genannt, wie z. B. die Neufundlandbank, die Yucatan- und Hondurasbank, die Agulhasbank, die Vidal-, Nymph- und Solebank westlich Großbritannien. Der Abfall der Flachsee gegen die Tiefsee ist allenthalben ein steiler mit einer deutlich ausgesprochenen oberen Kante. Dieselbe fällt durchschnittlich mit der 100 Faden bezw. 200 m Tiefenkurve zusammen, im einzelnen finden sich jedoch oft beträchtliche Abweichungen. Im Golfe von Guinea, in jenem von Aden, an der Nordküste Algiers reicht die flache See nur bis 50—80 m Tiefe; dann beginnt der Steilabfall, während derselbe sich westlich von Irland erst in 350—400 m Tiefe einstellt, weswegen schon Godwin-Austen den Rand der europäischen Festlandplatte bis hierher reichen ließ [3]). Ebenso senkt sich die Neufundlandbank ostwärts sanft auf 400 m Tiefe, um dann steil abzubrechen.

Der Boden der Flachsee besteht meist aus terrigenen

[1]) James Geikie, The Great Ice Age. 2nd ed. 1878. p. 387.

[2]) Physikalische Verhältnisse und Verteilung der Organismen im Quarnerischen Golfe. Wien 1863. S. 32.

[3]) On the Valley of the English Channell. Quart. Journ. Geolog. Soc. VI. 1850. p. 69 (86).

Sedimenten; feiner Seesand herrscht überall dort vor, wo starke Gezeiten auftreten; im ruhigen Meere, namentlich unweit der Mündung großer Ströme ist feiner, von den Flüssen herbeigeführter Schlamm weit verbreitet, während am Boden polarer Flachseen wie auch der Neufundlandbank große Gesteinsblöcke auftreten, welche durch Eisberge herbeigeführt worden sind. Kalkablagerungen sind in der Flachsee nur in Gestalt der Krustenriffe tropischer Meere vorhanden. Nur ausnahmsweise finden sich am Boden der Flachsee auch ältere Gesteine. Dieselben treten teils in der Nähe der Küsten, teils in der Nachbarschaft von Klippen, Riffen oder Inseln auf. Endlich kommen sie regelmäßig am Boden von Meeresstraßen vor, wo ihre Existenz auf eine fortschreitende Vertiefung der Straße deutet [1]).

b) Entstehung.

Der Küstensaum der Länder ist der Schauplatz verschiedener Vorgänge, welche ebene Flächen bilden. Die Brandung kerbt eine Plattform ein, die ins Meer geführten Sedimente häufen sich mit ebener Oberfläche an, so entstehen im Meere selbst Oberflächenformen vom Charakter der Flachsee. Andererseits bilden sich Ebenen auf dem festen Lande, sowohl durch Aufschüttung als auch durch Abtragung bis zum unteren Denudationsniveau, welche beim Untertauchen unter das Meer in eine Flachsee verwandelt werden. Alle diese Ursachen haben teils einzeln, teils vereint, die Flachsee gebildet.

Viele jener schmalen, in der Regel nur wenige Kilometer breiten Flachseegürtel, welche steil abfallende Küsten begleiten und in etwa 50 m Tiefe an den untermeerischen Steilabfällen abbrechen, dürften den Boden von Brandungskehlen darstellen. Anders die eingelagerten Flachseen der Nebenmeere, in welchen die Kraft der

---

[1]) Vergl. Delesse, Lithologie des mers de France. Paris 1872. — Lebour, On the Deposits now forming in British Seas. Geolog. Mag. (2). I. 1874. p. 476.

Brandung wesentlich kleiner ist, als an den ozeanischen Gestaden und in welchen sich die von den Flüssen herbeigeführten Sedimente ruhig ablagern können. An solchen Stellen ist es die Aufschüttung, welche die Flachsee schafft. Endlich kommen jene breiten Flachseestrecken in Betracht, welche die Ozeane umsäumen und sich gelegentlich als Bänke weit in dieselben hinausbauen. Auf ihre Entstehung werfen die untermeerischen Thäler, welche sie durchziehen, ein bezeichnendes Licht. Dieselben verlaufen gewunden gleich den Thälern des Landes, sie verästeln sich und erscheinen meist als schmale Furchen, welche im großen und ganzen tiefer und tiefer werden; sie treten bezeichnenderweise häufig in der unmittelbaren Fortsetzung von Flußthälern auf und sind gleich denselben, wie jenes von Pontrieux, in festen Fels eingeschnitten. Alle diese Thatsachen vereinigen sich, die untermeerischen Thäler als untergetauchte Flußthäler zu bezeichnen. Als solche werden sie gewichtige Zeugnisse für die Senkung, welche der Boden der Flachsee erfahren hat, sowie Beweise dafür, daß die Brandung bei einer positiven Verschiebung der Strandlinie manchmal das Relief des untertauchenden Landes nicht merklich zu verändern vermag.

Die Mehrzahl der S. 614—616 genannten Autoren faßt die untermeerischen Thäler wie hier auf. J. Y. Buchanan[1]) hält dagegen die untermeerischen Thäler nicht für eingeschnittene, sondern für durch Aufschüttung entstandene. Er nimmt an, daß der Gegenstrom, welcher sich im Meere unter einmündendem Flußwasser entwickelt, am Orte seines Auftretens die Sedimentation hindert, so daß beiderseits dieser Strömung der Meeresboden allmählich aufgeschüttet wurde und ein Thal umwallte. Diese Erklärung hat zur Voraussetzung, daß jener Gegenstrom flußähnlich verläuft, dies ist aber durch nichts erwiesen. Sobald der Fluß sich ins Meer ergießt, breiten sich seine Wasser in Form eines flachen Kegels aus und fließen nicht mehr in einer bestimmten Richtung, sondern nach den verschiedensten ab. Diesem radialen Abfließen des Süßwassers entspricht in der Tiefe ein radiales Zuströmen des Meerwassers nach der Flußmündung. Ferner widerspricht der Erfahrung, daß jener Unterstrom sich bis 200 km weit ins Meer hinaus fühlbar macht; dort wo das submarine Hudsonthal sich

[1]) On the Land-Slopes separating Continents and Ocean-Basins. Scott. Geogr. Mag. III. 1887. p. 217.

befindet, herrscht ein der Küste paralleler Strom, unter welchem noch nie ein rechtwinklig dazu verlaufender nachgewiesen wurde. E. Sueß[1]) verglich ferner die untermeerischen Thäler mit den unterseeischen Furchen im Genfer- und Bodensee an der Rhone- und Rheinmündung. Aber in beiden Fällen mündet hier schweres (kaltes) Wasser in leichtes (warmes), was bei Flußmündungen im Meere nie der Fall ist, auch haben jene unterseeischen Furchen ein viel größeres Gefälle als die Flußthäler. Mehrfach sind die untermeerischen Thäler als Gezeitenfurchen erklärt worden[2]), wodurch aber weder ihre Beziehung zu den benachbarten Flüssen noch ihre landeinwärts erfolgende Verästelung erklärt wird.

Der bei weitem größte Teil des Flachseebodens zeigt allerdings nicht die Formen des untergetauchten Landes. Aber es ist zu berücksichtigen, daß, wenn irgend ein flacherer Landesteil untergetaucht worden ist, er allmählich eingeebnet wird. Die Brandung zerstört seine höchsten Aufragungen, welche nicht mit unter das Meeresniveau sanken und trägt sie bis tief unter das letztere ab, so daß sie nunmehr nur noch submarine Riffe oder steinige Bänke bilden, wie solche am Boden des Kanals mehrfach vorkommen, seine Hohlformen werden allmählich zugeschüttet und verschwinden dadurch nach und nach. War eine Flachsee nicht schon ursprünglich ebengründig, so wird sie es nach und nach durch die Wellenbewegung, welche sie bis zu ihrem Boden aufregt. Allein, wie an den Küsten die Wellenbewegung in der Entwickelung eines glatten Verlaufes durch die Gezeiten gehemmt wird, so ist sie es auch bei Einebnung des Bodens der Flachsee. Das Wasser der letzteren ist in seiner ganzen Mächtigkeit bis zum Grunde herab in verwickelten Bahnen bei Ebbe und Flut in Bewegung. Es vermag daher an seinem Boden ähnliche Veränderungen zu bewirken, wie das Wasser eines Stromes. Dort, wo sein Bett verengt wird, erodiert es und aus diesem Grunde ist der Boden von Meeresstraßen oft felsig, wo das Bett sich erweitert, kommt es zur Bildung von Bänken.

---

[1]) Antlitz der Erde. II. S. 692.

[2]) J. Fergusson, On recent Changes in the Delta of the Ganges. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XIX. 1863. p. 321 (353).

Die gewaltigen Wassermassen, welche bei Flut sich durch den englischen Kanal und die schmale Straße von Dover drängen, haben hier den festen Untergrund auf größere Strecken bloßgefegt, als in irgend einem anderen Meere[1]), und indem sie sich in die breiter und breiter werdende Nordsee ergießen, schütten sie hier rechts von sich den mitgeführten Sand in Form jener langen Bänke auf, welche die belgischen Küsten begleiten, während die bei der Ebbe zurückfließenden Wasser auf der anderen Seite der Nordsee, an der englischen Küste die tiefe Rinne ausfurchen. Die an der Küste entstehenden Gezeitenkolke setzen sich ferner nicht selten weit ins offene Meer fort; Gezeitenströmungen sind es jedenfalls auch, welche hier die Kulen einzutiefen vermögen. Aber Mellard Reade[2]) geht wohl zu weit, wenn er die Bd. II, S. 617 erwähnte Bodengestaltung der westschottischen See auf Gezeitenwirkungen zurückführt. In tropischen Meeren hindern die Korallen durch ihre Bauten eine Einebnung der Flachsee und es entwickeln sich am Boden derselben isolierte Felsklötze. Im allgemeinen sind die Ursachen, welche die Herstellung glatter Küsten durch die Brandung erschweren, dieselben, welche auch die Einebnung der Flachsee hindern.

Die Erörterungen über die Entstehung der Flachsee haben sich namentlich an die Nordsee und die große Flachsee westlich von Großbritannien geknüpft. Der Umstand, daß man hier weit von der Küste grobes Geröll und in namhafter Tiefe Schalen von Strandbewohnern fand, führte Godwin-Austen[3]) zur Annahme, daß einst sich das Land über die Flachsee erstreckt habe; überdies machten die faunistischen Untersuchungen von E. Forbes[4]) eine frühere Landverbindung Großbritanniens mit dem Kontinente wahrscheinlich, so daß man sich völlig mit der Vorstellung vertraut machte, daß die britische Flachsee einst Land gewesen sei[5]). Dagegen sieht J. Y. Buchanan[6]) die gesamte Flachsee als ungemein große Brandungskehle an, während Thoulet[7]) die ganze Neufundlandflachsee durch Aufschüttung entstehen läßt.

---

[1]) Delesse, Lithologie. p. 309. — J. Renaud, Sur les sondages exécutés dans le Pas-de-Calais en 1890. C. R. CXII. 1891. p. 898.

[2]) Tidal Action as an Agent of Geological Change. Phil. Mag. 1888. p. 338.

[3]) On the Valley of the English Channell. Quart. Journ. Geolog. Soc. VI. 1850. p. 69.

[4]) Mem. geolog. Survey of Great Britain. I. p. 336.

[5]) Vergl. Lyell, Antiquity of Man. 3d ed. 1873. p. 322. — J. Geikie, Prehistoric Europe. 1881. p. 508.

[6]) On the Land-Slopes seperating Continents and Ocean-Basins. Scott. Geogr. Mag. III. 1887. p. 217.

[7]) Sur le mode de formations des bancs de Terre-Neuve. C. R. CIII. 1886. p. 104.

Eine vermittelnde Ansicht entwickelt v. Richthofen[1]), indem er auf das Zusammenwirken der Brandung und Aufschüttung bei der Flachseebildung, etwa nach der Art der Bildung von Brandungskehle und Meerhalde, aufmerksam macht.

3. Die Tiefsee.

Ein steiler Abfall setzt die Flachsee überall gegen die Tiefsee ab und auf demselben hören die Lotungen auf zahlreich zu sein, so daß über die Art seines Verlaufes wenig mehr bekannt ist, als die oben mitgeteilten Gefällsverhältnisse. Als bemerkenswert muß nur noch hervorgehoben werden, daß an den einzigen Stellen, wo jener Abfall genauer untersucht ist, nämlich an der nordamerikanischen Küste und an der Westküste des nördlichen Afrikas er vielfach stufenförmig erfolgt, daß an der flämischen Kappe unter 49° N. und an der marokkanischen Küste unter 33° 10′ N. selbst rückfällige Böschungen nachgewiesen wurden. Abgesehen von diesen Unregelmäßigkeiten, ist im allgemeinen der obere Teil des aktischen Abfalles steiler als der untere, welcher meist, wie es scheint, ganz allmählich in die weiten ebenen Bodenflächen des Ozeans übergeht. Ganz ebenso verhalten sich die Böschungen der aus der Tiefsee aufsteigenden Erhebungen, mögen dieselben untermeerisch als Bänke oder über dem Meeresspiegel als Inseln enden. Auch sie sind meist oben steiler als unten und nicht selten terrassiert.

Folgende Tabelle zeigt das Böschungsverhältnis zweier aktischer Abfälle, einer Bank, einer vulkanischen Insel und einer Koralleninsel.

Flämische Kappe. (49° N.)

Tiefen.

1525 m — 2100 m — 2920 m — 2695 m — 3240 m — 3235 m — 3970 m

Gefälle.

25 ‰ (1½°) 61 ‰ (4°) -34 ‰ (-2°) 69 ‰ (4°) -0,7 ‰ (-0°) 28 ‰ (2°)

---

1) Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 414.

Westküste von Marokko. (33° 10½′ N.)

410 m — 1163 m — 706 m — 1414 m — 2002 m — 3767 m

103‰ (6°) -130‰ (-7½°) 76‰ (4½°) 82‰ (4¾°) 97‰ (5½°)

Dacia-Bank gegen Osten. (31° 9′ N.)

183 m — 366 m — 786 m — 1106 m — 2015 m

∞‰ (90°) 920‰ (43°) 120‰ (7°) 250‰ (14°)

J. do Principe gegen Norden. (1° 37′ N.)

217 m — 565 m — 1026 m — 1095 m — 1622 m — 1997 m

640‰ (33°) 504‰ (27°) 127‰ (7°) 240‰ (14°) 146‰ (8°)

Bermudas nach West.

Riffsaum — 3566 m — 3310 m — 4846 m

400‰ (22°) —23‰ (—1°) 43‰ (2°)

Weitere Beispiele von untermeerischen Böschungen von Inseln stellte F. Dietrich zusammen (vergl. S. 610).

Die Oberfläche der aus den abyssischen Tiefen aufsteigenden Pfeiler ist von verschiedener Beschaffenheit. Die über den Meeresspiegel als Inseln aufragenden werden später gewürdigt werden, von den submarinen Bänken haben die Faradayhügel eine ziemlich wellige Oberfläche, welche die Höhenunterschiede eines Mittelgebirges aufweist. Eine ähnliche Beschaffenheit dürfte die Enterprise-Bank im südlichen Atlantik unter 31° S., 33 bis 36° W. besitzen. Fast eben ist die etwa 30 qkm messende Oberfläche der Seinebank, auf welcher die Tiefen nur zwischen 157 m und 183 m wechseln. Auch die Daciabank und Coral patch sind oben ziemlich eben [1]). Mehrere große Bänke des Indischen Ozeanes und des Südchinesischen Meeres sind eben, besitzen aber einen etwas aufgebogenen Rand, so daß sie untergetauchten Atollen gleichen. Das bekannteste Beispiel dieser Art ist die große Chagosbank, welche in ihrer Mitte Tiefen von 70—90 m zeigt, während ihr Rand durchschnittlich auf 10 m Tiefe, in ganz wenigen Punkten selbst über den Meeresspiegel ansteigt [2]). Die Pittsbank, die Ganges- und

[1]) J. Y. Buchanan, On Oceanic Shoals. Proc. R. Soc. Edinb. XIII. 1885/86. p. 428.

[2]) Darwin, Coral Reefs. 1842. p. 39.

die Centurionsbank unweit der Chagosbank wiederholen deren Züge, reichen aber nicht bis über den Meeresspiegel. Das umgebende Meer ist über 4000 m tief. Von ähnlicher Beschaffenheit sind die Bänke nördlich der Maskarenen, nämlich die Saya de Malha-Bank, welche in der Mitte 119 m, randlich im Osten 15—33 m, im Westen 40 m tief ist, ferner die Nazareth-Bank und mutmaßlich die Cargado Carajos-Bank. Nördlich Madagaskar befindet sich die analoge Mac Leod-Bank [1]. Die Macclesfield- und Prince Consort-Shoal unweit der Tizardbank sind weitere Beispiele im Südchinesischen Meere [2], die erstere ist in der Mitte 108 m, randlich 18 m tief, die letztere 72 bezw. 31 m tief. Die Tizardbank steigt gleich der großen Chagosbank randlich an drei Stellen über den Meeresspiegel an. Das Areal dieser „untergetauchten Atolle“ ist in der Regel ein sehr großes. Die Chagosbank mißt 9600 qkm, die Macclesfieldbank 5700 qkm, ihre beiden Nachbarn, Tizard und Prince Consort dagegen nur 730 und 340 qkm. Die Oberfläche der Bänke nördlich der Kanarien ist dagegen verhältnismäßig klein, während die Bank im Südatlantik mit rund 6500 qkm in unter 1000 m Tiefe liegt. Der Umriß aller dieser Bänke ist ein sehr verschiedener, bald dreieckig, wie der der Daciabank, bald viereckig, wie jener der großen Chagos- und Macclesfieldbank.

Zwischen den einzelnen submarinen Erhebungen scheint der Grund des Ozeanes auf große Strecken völlig eben zu sein und auch sonst zeigt er auf große Entfernungen hin nur einen höchst unbedeutenden Wechsel der Tiefen. Dies gilt vom größten Teile des Indischen Ozeanes, wo die Egeria vielfach bei benachbarten Lotungen nahezu übereinstimmende Tiefen fand, dies gilt vom gesamten nördlichen Pazifik.

Der Boden der Tiefsee wird in der Regel von schlam-

[1] G. C. Bourne, The Atoll of Diego Garcia and the Coral Formations of the Indian Ocean. The Nature. XXXVIII. 1887/88. p. 546.

[2] W. J. L. Wharton, Coral Formations. The Nature. XXXVII. 1887/88. p. 393.

migen Sedimenten bedeckt[1]). Dieselben rühren nur zum geringeren Teile von den angrenzenden Festländern her. Roter, blauer und grüner terrigener Schlamm begleiten im wesentlichen nur den Saum der Küsten. Weiter im offenen Meere sind erratische Gesteine verbreitet, welche als zahlreiche Einzelblöcke auf dem Grunde der polaren Meere und Ozeane, z. B. zwischen Spitzbergen und Grönland[2]), sowie südlich von Australien[3]) angetroffen werden und von Eisbergen verfrachtet sind; auch manche Schlammablagerungen des Atlantik dürften terrigenen Ursprungs sein und größtenteils aus staubigen vom Winde herbeigeführten Partikeln bestehen. Andere Sedimente rühren von der Zerstörung der Korallenküsten her und sind in der Nachbarschaft derselben sehr häufig. Die große Mehrzahl aller ozeanischen Ablagerungen sind organische Ausscheidungen und vulkanische Aschen, welche bald einzeln, bald gemengt auftreten. Die organischen Sedimente sind entweder kalkiger oder kieseliger Natur. Im ersteren Falle bestehen sie aus Foraminiferen- oder Pteropodenschalen, im letzteren aus Diatomeen- oder Radiolariengehäusen. Außerdem spielt roter Thon gerade in den größten Meerestiefen eine große Rolle. Derselbe scheint ein Lösungsrückstand kalkiger Sedimente zu sein, welche, währenddem sie allmählich zu Boden fielen, gelöst wurden. Dieser rote Thon herrscht in den größten Meerestiefen, mit der Tiefe aber nimmt der Kalkgehalt der marinen Sedimente ab und wird schließlich gleich Null, wie folgende von Murray und Irvine[4]) entlehnte Tabelle zeigt:

---

[1]) John Murray and A. Renard, On the Nomenclature, Origin and Distribution of Deep-Sea Deposits. Proc. R. Soc. Edinb. XII. 1883/84. p. 495. — Challenger-Reports. Murray and Renard. Deep-Sea Deposits. London 1891. p. 189.

[2]) Mohn, Die norwegische Nordmeer-Expedition. E. H. 63. P. M. 1880. S. 9.

[3]) Murray and Renard. Deep-Sea Deposits. London 1891. p. 322.

[4]) On Coral Reefs and other Carbonate of Lime Formations in Modern Seas. Proc. R. Soc. Edinb. XVII. 1889/90. p. 79. — Murray and Renard, Deep-Sea Deposits. London 1891. p. 279.

Kalkgehalt von 231 Grundproben.

14	Proben	von	unter 915	m	Tiefe	86,04 %
7	„	„	915—1830	„	„	66,86 „
24	„	„	1830—2745	„	„	70,87 „
42	„	„	2745—3660	„	„	69,55 „
68	„	„	3660—4570	„	„	46,73 „
65	„	„	4570—5485	„	„	17,36 „
8	„	„	5485—6400	„	„	0,88 „
2	„	„	6400—7315	„	„	0,00 „
1	„	„	über 7315	„	„	Spur

Die Verbreitungsgebiete der verschiedenen marinen Sedimente schätzen die genannten Autoren[1]) wie folgt:

	Areal in Million qkm	Mittlere Tiefe in m	Kalkgehalt in %
Terrigener Sand, Schlamm, blauer Schlamm	72	1860	19,2
Korallensand und Schlamm . . .	8	1300	86,4
Terrigene Ablagerungen	80		
Pteropodenschlamm	2	2040	79,3
Globigerinenschlamm	124	3650	64,5
Kalkiger organischer Schlamm .	126		
Diatomeenschlamm	27	2700	23,0
Radiolarienschlamm	7	5290	4,0
Kieseliger organischer Schlamm .	34		
Roter Thon	130	4990	6,7

Hiernach sind 22 % des Meeresbodens mit Festlandtrümmern, 34 % mit kalkigem, 9 % mit kieseligem organischem Schlamm bedeckt; auf 35 % des Meeresbodens herrscht roter Thon, welcher ebenso das herrschende Gestein der großen Tiefen ist, wie die terrigenen Sande in der Flachsee.

Keineswegs alle Stellen der Tiefsee bestehen aus Sedimenten. An seichten Gebieten, über welche lebhafte Strömungen hinweggehen, fehlen die typischen Tiefseebildungen, so namentlich in den Straßen, welche verschiedene Meere verbinden. Der Boden der Straße von

[1]) Murray and Renard, Deep-Sea Deposits p. 248 teilen eine weitere Tabelle unter Berücksichtigung der Flach- und Tiefseebildungen mit.

Gibraltar ist glatt gescheuert durch den schon oben erwähnten (Bd. II, S. 599) Unterstrom, welcher sich aus dem Mittelmeere ergießt [1]). Der Boden des Golfstromes wird an der Südküste von Florida zwischen 160 und 550 m Tiefe vom felsigen Pourtalèsplateau gebildet. Das Grundgestein besteht hier aus verkitteten Korallen-, Echinodermen- und Molluskenschalen rezenter Arten, welche durch Röhrenwürmer und Nulliporen zu einer festen Breccie verkittet worden sind [2]). Offenbar hindert hier die Meeresströmung die Ablagerung schlammiger Sedimente. Der 2000 m tiefe Kanal zwischen Gran Canaria und Tenerife ist sedimentfrei, sein felsiger Boden wird von schwarzem Manganoxyde überkrustet. Hier ist es ein Gezeitenstrom, welcher die Ablagerung hindert, wie denn überhaupt nach Buchanans mehrfach erwähnten Beobachtungen die Gezeitenströme auch mitten im Ozeane auf Untiefen spürbar sind und hier die Ablagerung von schlammigen Sedimenten hindern. Der Boden des Faradayhill ist felsig, jener der Enterprise-Bank im Südatlantik unter 31° S. 33° W. besteht aus Geröll. Alle untergetauchten Atolle des Indischen Ozeans und Südchinesischen Meeres bestehen aus Korallenkalk, welcher nur teilweise noch belebt, größtenteils tot ist; von den Bänken nördlich der Kanarien ist Coral patch mit zahlreichen Einzelkorallen und Seelilien bedeckt, welche mutmaßlich eine ähnliche Breccie aufbauen, wie sie das Pourtalèsplateau bildet. So wiederholt denn die Verteilung der Sedimente in den großen Meerestiefen die Regeln, welche für jene der Flachsee gelten: Es sind die tieferen Stellen, an welchen die normalen Ablagerungen von statten gehen, jedoch wirkt in großen Tiefen die Lösung des Kalkes dem Schichtaufbau entgegen und letzterer erfolgt in den mittleren Tiefen bis 4000 m am raschesten. Die Tiefen werden ausgefüllt, während von den Untiefen und aus den Straßen die Sedimente fortgespült werden, so daß der Ozean sich seine

---

[1]) Buchanan, On Oceanic Shoals etc. Proc. R. Soc. Edinb. XIII. 1885/86. p. 428.

[2]) L. F. v. Pourtalès, Der Boden des Golfstromes und der atlantischen Küste Nordamerikas. P. M. 1870. S. 393.

Verbindungskanäle mit den Nebenmeeren sowie die Lücken zwischen den Inseln offen hält. Nur dort, wo Riffbau möglich ist, vermag dieser die Untiefen vor Zerstörung zu schützen.

Die über der bei weitem überwiegenden Meeresfläche von statten gehende Sedimentation macht begreiflich, daß der Meeresgrund auf großen Strecken völlig eben erscheint. Die zarten zu Boden fallenden Gehäuse müssen nahezu ebene Aufschüttungen bilden, beim Meeresgrunde fallen im Gegensatze zur Landoberfläche Schichtfläche und Oberfläche meist zusammen, er muß als Neuland gelten. Die steilen Böschungen jedoch, welche die Tiefsee und alle aus ihr aufragenden Erhebungen umsäumen, können dagegen mit der fortschreitenden Sedimentation nicht in Einklang gebracht werden.

Es hat allerdings nicht an einschlägigen Erklärungsversuchen gefehlt, gewisse Flachseegebiete als Aufschüttungen in der Tiefsee hinzustellen. Die Neufundlandbank wird oft als eine Aufschüttung von erratischen Blöcken hingestellt, welche die hier abschmelzenden Eisberge zu Boden fallen ließen[1]. Thoulet[2] ist der Meinung, daß die Flachsee der nordamerikanischen Ostküste durch Aufschüttung terrigener Sedimente auf dem Meeresgrunde entstanden ist, er hält sie für ein riesiges Delta, sohin ihren Steilabfall für die Böschung eines solchen. A. Agassiz[3] glaubt, daß die großen Bänke des amerikanischen Mittelmeeres, die Bahama-, S. Pedro- und Yucatanbank durch Anhäufung von Kalk entstanden seien. Endlich glaubt J. Murray, daß viele Bänke des Meeresgrundes durch Sedimentation aufgewachsen seien. Indem sie zur Tiefe fallen, werden die Sedimente um so mehr gelöst, einen je weiteren Weg sie im Wasser zurücklegen, so etwa wie Schneeflocken schmelzen, wenn sie warme Luftschichten passieren. Daher wird über weniger tiefen Stellen der Meeresgrund rascher emporwachsen, weil es hier gleichsam schneit, als über den tiefsten, wo es bloß regnet, und so sollen sich Untiefen bilden wie Schneegebirge neben Ebenen[4]. Allen diesen Erklärungsversuchen steht die Steilheit der Böschungen entgegen, welche Flach- und Tiefsee im allgemeinen und besonderen an den Stellen trennen, für welche

---

[1]) Vergl. v. Boguslawski, Ozeanographie. S. 269, 375.

[2]) Sur le mode de formation des bancs de Terre-Neuve. C. R. CIII. 1886. p. 104.

[3]) The Tortugas and Florida Reefs. Mem. Am. Acad. XI. Pt. II. 1885. Nr. 1. p. 107 (108).

[4]) On the Structure and Origin of Coral Reefs and Islands. Proc. R. Soc. Edinb. X. 1879/80. p. 505.

jene Ansichten aufgestellt worden sind. Wenn auch die Flüsse in Seen oder Meere Deltas mit steilem Abfallwinkel hineinbauen, so kann ein solcher doch unmöglich den Ablagerungen großer Tiefen zukommen. Denn die Sedimentation erfolgt hier nicht deswegen, weil die Stoßkraft, welche die Sedimente herbeiführt, mit einem Male nachläßt, sondern indem bislang schwebende Partikel zu Boden fallen. Die Verbreitung dieser schwebenden Partikel (und auch der von Eisbergen herbeigeführten Blöcke) ist aber nicht eine derartige, daß scharfe Grenzen ihre Verbreitungsgebiete umrahmten, so daß sie sich am Meeresgrunde unter ihrem natürlichen Böschungswinkel anhäufen könnten, sondern es werden allenthalben die Gebiete lebhafter Sedimentation allmählich in solche geringerer übergehen und es werden die entstehenden Schichten sich allmählich verdicken oder verdünnen und daher sanft anschwellen oder sich senken.

Nur der Riffbau vermag unter den Gesteinsablagerungen so steile Böschungen zu erklären, wie sie im Ozeane vorkommen, und viele solcher Böschungen sind jedenfalls durch ihn entstanden. Dies gilt von den oberen Abfällen der Korallenküsten. Aber die steilen Böschungen kommen auch außerhalb des eng begrenzten Bereiches des Riffbaues vor und es bleibt zur Erklärung für ihre Entstehung nur die Möglichkeit, daß sie die Folgeerscheinung tektonischer Vorgänge sind. Wird man annehmen dürfen, daß manche der isolierten Erhebungen des Meeresgrundes durch Anhäufung vulkanischer Massen entstanden sind, so wird man andere gleich den Abfällen der Flachsee auf Dislokationen zurückführen müssen. Diese Fragen können erst durch eine Betrachtung der Struktur der ozeanischen Pfeiler gelöst werden, welche in den I n s e l n vorliegen.

Alles, was vor Beginn der modernen Tiefseeforschung über die Gestalt des Meeresbodens geäußert worden ist, trägt den Charakter des Hypothetischen und spiegelt lediglich die jeweiligen Vorstellungen, die man über die Bildung der Erdoberfläche hatte. Im allgemeinen hat man der Anschauung gehuldigt, daß der Meeresboden ebenso wie das Land gestaltet sei, von Gebirgen und Thälern durchsetzt werde. Also äußerten sich, um nur Neuere zu nennen, noch 1847 v. L e o n h a r d[1]) und 1872 G i r a r d[2]). Jene

---

[1]) Lehrbuch der Geognosie und Geologie. S. 708.

[2]) Essai d'orographie sous-marine de l'Océan Atlantique méridional. Bull. Soc. de géogr. (6). IV. 1872. p. 91.

Forscher hingegen, welche eine intensive Abtragung des Landes annahmen, stellten sich das Meer als Ablagerungsgebiet mit ebenen Formen dar. So äußerte sich bereits 1833 K. A. Kühn[1]), allerdings in Verknüpfung mit der Annahme submariner Rücken, welche das Meer in einzelne den Stromgebieten entsprechende „Wannen" zerlegen sollten, also den Seegebirgen von Buache entsprechen würden. Den Gegensatz in der Gestaltung des Meeresbodens und des Landes haben auf Grund der neueren Untersuchungen gleichzeitig O. Peschel[2]) und Sherard Osborne[3]) betont und dabei den vorwiegend ebenen Charakter des Meeresgrundes hervorgehoben. Auf gleichem Boden steht G. v. Boguslawski[4]). Die untermeerischen Steilabfälle waren diesen Autoren noch nicht bekannt.

Kapitel IV.

Die Inseln.

1. Einteilung.

Unter Insel versteht man jede Aufragung, welche sich vom Grunde des Meeres bis über dessen Spiegel erhebt und von letzterem rings umgeben wird. Der übermeerische Teil dieser Erhebung ist den Einwirkungen der Atmosphärilien ausgesetzt und wird durch dieselben ausgestaltet; er bildet ein Stück Landoberfläche, während der untermeerische Teil sich in Bezug auf seine Gestaltung den submarinen Erhebungen anschließt.

Ihrer Lage nach sind die Inseln bereits in kontinentale und in ozeanische eingeteilt worden (Bd. I, S. 116). Die ersteren gehören dem großen Kontinentalblock an, dessen Saum sie vielfach bezeichnen, während die letzteren

---

[1]) Handbuch der Geognosie. I. S. 146.

[2]) Die Abhängigkeit des Flächeninhaltes der Festländer von der mittleren Tiefe der Weltmeere. Ausland 1871. S. 240. — Vergl. Neue Probleme. S. 75.

[3]) The Geography of the Bed of the Atlantic and Indian Oceans and the Mediterranean Sea. J. R. G. S. XLI. 1871. p. 46.

[4]) Handbuch der Ozeanographie. I. Stuttgart 1884. S. 64.

Glieder der ozeanischen Räume sind. Die Kontinentalinseln ragen sowohl aus der Flachsee als auch aus der tieferen See auf, im ersteren Falle liegen sie auf der Kontinentaltafel, im letzteren auf den Böschungen oder in isolierten Einsenkungen derselben und stellen Erhebungen der aktischen Stufe dar. Die ozeanischen Inseln entsteigen stets der Tiefsee. Flach- und Tiefseeinseln, wie solche nach der Erhebung des Meeresgrundes unterschieden werden können, decken sich also nicht mit den kontinentalen bezw. ozeanischen Inseln.

Von den Inseln der Kontinentaltafel begleiten viele den Verlauf der Küstenlinie von Festländern oder anderen Inseln; sie sind die Küsteninseln, während die anderen den Festländern als selbständige Flachseeinseln vor-, an- oder eingelagert sind und bald isoliert, bald gesellig auftreten. Die Küsteninseln schließen sich in Bezug auf ihr ganzes Auftreten ganz der benachbarten Küste an, von welcher sie meist erblickt werden können und von der sie gewöhnlich nur durch wenig tiefes Wasser getrennt sind. Sie erweisen sich dadurch als wesentliche Bestandteile der Küstengliederung und können teilweise als submarine Rückfallkuppen des Küstenabfalles aufgefaßt werden.

2. Die Kontinentalinseln.

a) Die Küsteninseln.

Es gibt keinen Typus von Küsten, welcher völlig frei von Inseln wäre. Sie begleiten Hoch- und Flachküsten, liegen vor gebuchteten und glatten Küsten, aber im allgemeinen sind sie um so zahlreicher, je verwickelter der Verlauf der Küstenlinie ist. Sie gehören daher zu den charakteristischen Erscheinungen vor den Fjord-, Rias- und Vallonekūsten, während sie vor den Ausgleichküsten verhältnismäßig selten sind. Bei zahlreichem Auftreten bezeichnen sie außerhalb der eigentlichen Küstenlinie, welche das zusammenhängende Land umschlingt, einen äußeren Küstensaum, an welchem sich vielfach die Bran-

dung bricht. Zwischen Außen- und Innenküste herrscht ruhiges Wasser, welches die Küstenschiffahrt sehr begünstigt.

Ihrer Zusammensetzung nach schließen sich die Küsteninseln zu einem Teile dem benachbarten Lande an und stellen Aufragungen dar, welche die Meeresbildungen durchstoßen. Derartige Küsteninseln sind um so höher, je höher die Küste ist, welche sie begleiten. An der norwegischen Küste und an jener von Nordwestamerika steigen zahlreiche Küsteninseln bis auf über 1000 m Höhe an, während an der schwedischen und istrianischen Küste zahllose niedrige klippenähnliche Inseln liegen, welche hier Scoglien, dort Schären genannt werden. Andere Küsteninseln stellen Teile eines Strandwalles meist mit aufgesetzter Düne oder Aufragungen von Korallenriffen dar und sind nicht höher, als der Wind den Strandsand zusammenzuwehen vermag. Sie erreichen daher äußerst selten nur Höhen von 40 m und bestehen teilweise wenigstens aus losem Materiale.

Die Entstehung der Küsteninseln ist mit jener des Gestades, welches sie begleiten, innig verknüpft. Wie im allgemeinen die gezähnten Küsten einem Untertauchen des Landes ihren charakteristischen Verlauf verdanken, so müssen die ihnen vorgelagerten Inseln als Berge oder Kuppen der ausgearbeiteten Landoberfläche gelten, deren Fuß unter das Meeresniveau geraten ist. Hiermit stimmt die Erscheinung der ersten Gruppe der Küsteninseln völlig überein. Sie wiederholen die Formen der Berge des Nachbarlandes in Bezug auf alle Einzelheiten der Gestaltung. Die Rundhöcker des schwedischen Flachlandes kehren in den Schären der Küste wieder, die Scoglien Istriens entsprechen den zahllosen isolierten Kalkbuckeln der Halbinsel, die langgedehnten Inseln Dalmatiens den langen Bergrücken des Festlandes und an den Fjordküsten Norwegens, Grönlands und Patagoniens bedarf es oft genauer Untersuchungen, um festzustellen, ob eine Insel oder ein halbinselförmiger Vorsprung des Landes vorliegt, so wenig sind hier die Züge der Gestaltung von Insel und Festland verschieden.

Ein gewisser, wenn auch meist geringer Anteil an der Bildung hoher Küsteninseln fällt auch der Brandung zu, welche hie und da, namentlich an den Kliffküsten festere Partieen aus ihrer Umgebung herauspräpariert hat; aber es handelt sich dann fast ausschließlich nur um einzelne Klippen. Vielfach hingegen mag durch die Brandung eine bestehende Insel in deren mehrere aufgelöst worden sein. Nicht unerheblichen Einfluß auf die Inselbildung dürften mancherorts die Gezeiten nehmen. Während der Flut sind Partieen insular, welche während der Ebbe zum Lande gehören. Zur Ebbe hängen zahlreiche Inseln der äußeren Hebriden untereinander zusammen, welche bei hohem Wasser getrennt sind. Das Bestreben der Gezeitenströmungen ihr Bett auszufegen, muß derartige temporäre Inseln allmählich in beständige umwandeln.

Alle diese meist felsigen, oft hohen Küsteninseln sind ausgearbeitete Formen und sie können als ausgearbeitete Küsteninseln bezeichnet werden. Ihnen stellen sich die aufgesetzten Küsteninseln, welche den zweiten Typus darstellen, gegenüber. Letztere sind ein Werk der Küstenströmungen und des Riffbaues. Letztere können an sich allerdings nur untermeerische Erhebungen bilden, aber die Brandung häuft über ihnen einen Strandwall auf, den der Wind erhöht; oder es bewirkt die Küstenvegetation der Mangroven ein weiteres Wachstum der Bank, auf welcher sie sich angesiedelt hat, wie dies mit mehreren Inselchen der Floridaküste der Fall ist [1]. Alle diese Küsteninseln sind meerischen, die anderen festländischen Ursprungs. Zwischen diese beiden extremen Typen schalten sich mehrere Uebergänge ein. An den Mündungen der Ströme werden oft Inseln aufgeschüttet, welche während der Flut vom Meere, während der Ebbe vom Süßwasser umflossen werden und deren Material fluviatilen Ursprungs ist. Es sind dies Inseln, die sowohl als Fluß- wie auch als Meerinseln gelten können und welche am Saume der großen Deltas

[1] Tuomey, Am. Journ. (2). XI. 1851. p. 392.

mit Trichtermündungen häufig sind. Man könnte sie von den eigentlichen fluviatilen Deltainseln als marine Deltainseln scheiden. Einen merkwürdigen Fall der Küsteninselbildung beschreibt J. G. Kohl[1]) von der Küste des Schwarzen Meeres, wo 40 m vom Ufer durch eine Rutschung der Meeresgrund zu einer kleinen Insel von 100 m Umfang aufgepreßt wurde. Gelegentlich erscheinen auch nahe der Küste Schlammvulkane und bilden kleine Inseln. So entstand 300 m vom Gestade des Schwarzen Meeres bei Taman 1799 eine kleine Insel[2]), wie auch deren mehrere im Kaspisee unweit Baku sich erhoben[3]). Bemerkt sei endlich, daß zuweilen unweit der Küsten schwimmende Inseln angetroffen werden.

b) Die selbständigen Flachseeinseln

umfassen neben vielen kleinen Erhebungen zahlreiche große Inseln, welche sich in Bezug auf ihre Oberflächengestaltung und Bau in keiner Weise von anderen Teilen der Landoberfläche unterscheiden. Sie kommen namentlich in jenen Flachseegebieten vor, welche deutliche Spuren kürzlichen Untertauchens zeigen und sind sichtlich nichts anderes als isolierte selbständige Erhebungen des versunkenen Landes. Ihr Umriß ist dementsprechend mehr oder weniger gebuchtet (Irland, Neufundland, Königin Charlotte-Inseln) oder nur streckenweise durch die Brandung etwas verändert (östliches England, dänische Inseln, Long-Island), in selteneren Fällen und zwar ausschließlich im Bereiche großer Küstenebenen glatt (Java

---

[1]) Reisen in Südrußland. III. S. 19.

[2]) Vergl. Abich, Einleitende Grundzüge der Halbinseln Kertsch und Taman. Mém. Ac. Sc. St. Pétersbourg. IX. Nr. 4. 1865.

[3]) Abich, Ueber eine im Kaspischen Meere erschienene Insel. Ebenda. VI. Nr. 5. 1863. Eine anderweitige Art der Inselbildung durch Aufblähung des torfigen Bodens durch Gase wurde bisher nur an Binnenseen beobachtet. Vergl. Meyn, Eine neue Insel in Norddeutschland. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. IV. 1852. S. 584. — Jul. Schmidt, Ebenda S. 734. — E. Boll, Ein Beitrag zur Kunde der Inselbildungen. Globus. X. 1866. S. 177.

und Sumatra z. T.). Ihrer inneren Struktur nach sind sie sehr häufig dem benachbarten Festlande verwandt. Sumatra und Java setzen die Erhebungen der burmanischen Ketten fort; Neufundland ist ähnlich gebaut wie die Halbinsel Neuschottland, England ist gleichsam der Nordflügel des Pariser Beckens. Hiernach setzen sich die Strukturlinien des Festlandes unter der Flachsee fort und letztere ist an den betreffenden Stellen keine ungeheure Aufschüttung terrigener Sedimente am Rande der Tiefsee.

Viele der großen Inseln der Flachsee treten gesellig auf und bilden Inselhaufen, wie solche namentlich in den Polargebieten auftreten. Die Sundstraßen (vergl. Bd. II, S. 584) trennen die einzelnen Inseln des großen nordamerikanischen Archipels, von Spitzbergen und von Kaiser Franz-Josefs-Land voneinander, sowie Großbritannien von Irland.

Von den durch diese Sundstraßen getrennten Inselhaufen müssen die von Fjordstraßen durchsetzten, wie z. B. die Shetland-Inseln, die Far-Öer, die Falkland-Inseln u. s. w. scharf als Fjordinselgruppen unterschieden werden, analog der oben (Bd. II, S. 584) vorgeschlagenen Trennung von Sund- und Fjordstraßen. Ratzel, dem die Aufstellung des Begriffes Fjordstraße zu danken ist[1]), hat diese Unterscheidung nicht gemacht und auch die großen nordamerikanischen Sunde als Fjordstraßen bezeichnet. Ein Blick auf eine Nordpolarkarte, welche die Fjordküsten Norwegens und Grönlands, sowie die Straßen zwischen den arktischen Inseln zeigt, führt den großen Gegensatz in Bezug auf die Größenverhältnisse der Fjorde und der wenig über 200 m tiefen Sundstraßen deutlich vor Augen. Derselbe ist so groß, wie zwischen den schottischen Forths und der irischen See. (Vergl. auch S. 584.)

Genetisch können nur die wenigsten Sundstraßen als untergetauchte Thäler gelten. Am besten können sie mit Senken verglichen werden, wie solche zwischen den deutschen Mittelgebirgen häufig auftreten; erst genauere geologische Untersuchungen werden entscheiden können, inwieweit sie ausgearbeitete Formen sind oder durch tektonische Bewegungen verursacht wurden.

---

[1]) Ueber Fjordbildungen an Binnenseen. P. M. 1880. S. 387 (395).

Neben den zahlreichen großen und auch kleinen Inseln der Flachsee, welche als Aufragungen eines versunkenen Landes zu gelten haben, gibt es noch zahlreiche dem Boden der Flachsee aufgesetzte Inseln, unter denen namentlich Koralleninseln zu nennen sind. Dieselben gehören durchweg dem Typus der Krustenriffe an, sie sind kleine Gebilde, welche sich vielfach kreisförmig anordnen, so daß sie eine kleine Partie des Meeresbodens umwallen, ja gelegentlich dieselbe vom Meere ganz losschnüren, so daß sie eine Lagune bildet. Diese Gebilde wiederholen die Formen der Atolle der Ozeane in stark verkleinertem Maßstabe, auch fehlt ihnen der hohe submarine Abfall. Sie ähneln den Ringinseln zweiter Ordnung, welche gelegentlich den Saum großer Atolle bilden und welche Guppy[1]) Atollon nannte. Die Tortugas und Marquesas des amerikanischen Mittelmeeres sind solche Koralleninseln der Flachsee, von welchen auch im Roten Meere Beispiele vorkommen.

c) Die Kontinentalinseln der aktischen Stufe

entsteigen gleich den ozeanischen Inseln der Tiefsee und sind gleich den letzteren durch einen bedeutenden submarinen Steilabfall ausgezeichnet, welcher sich meist erst am Saume einer mehr oder weniger breiten Flachseezone einstellt. Aber dieser Steilabfall ist bei ihnen, da sie innerhalb der aktischen Stufe gelegen sind, naturgemäß weniger hoch als bei den ozeanischen Inseln und sind zwar unter ihnen wie unter den letzteren zahlreiche Koralleninseln und vulkanische Inseln vertreten, so umfassen sie auch größere Eilande, welche in Bezug auf äußere Form und innere Struktur durchaus den übrigen Erhebungen der Kontinentaltafel gleichen. Ihre Anordnung ist öfters eine reihenförmige. Sie bilden ganze Schwärme, welche einem untermeerischen Rücken aufgesetzt sind, der in sanfter Krümmung zwischen zwei Vorsprüngen

[1]) The Cocos Keeling Islands. Scott. Geogr. Mag. V. 1889. p. 281 (457).

der Kontinentaltafel verläuft und ein tiefes Binnenmeer vom Ozeane absperrt. Das sind die Inselguirlanden, welche die Ostküste Asiens begleiten, zwischen dieser und der Westküste Nordamerikas aufgehängt sind und im Zuge der Antillen wiederkehren. Andere der fraglichen Inseln treten in unregelmäßigen Gruppen, echte Archipele bildend, auf. Die ziemlich breiten Straßen, welche je zwei benachbarte Inseln trennen, sind dabei meist weniger tief als die zwischen mehreren von ihnen gelegene Meeresfläche, welche vielfach sich über einer besonders tiefen Einsenkung erstreckt. Solcher Art sind der griechische Archipel, die Gruppe der östlichen Sundainseln sowie die Philippinen. Endlich gibt es noch vereinzelte, meist große Inseln der aktischen Stufe, wie im Mittelmeere Sardinien und Korsika, wie Madagaskar und Neuseeland. Fast allen größeren Inseln der aktischen Stufe sowie den meisten ihrer Inselguirlanden und Archipele kommen vulkanische Erscheinungen zu, welche von den selbständigen Flachseeinseln nur diejenigen auszeichnen, die in der Nachbarschaft aktischer Inseln gelegen sind (Java, Sumatra), während sie allen übrigen fehlen. Hinsichtlich der Entstehung kommen für die rein vulkanischen Inseln der aktischen Stufe und für deren Koralleninseln alle die Erwägungen in Betracht, welche für die gleich zusammengesetzten ozeanischen Inseln noch angestellt werden sollen.

Die übrigen aus Festlandgesteinen aufgebauten, oft großen Inseln verraten durch ihre Steilabfälle, daß tektonische Prozesse bei ihrer Bildung eine bedeutende Rolle gespielt haben. Diese sind gelegentlich unmittelbar nachweisbar und zwar zeigt sich, daß die Insel als Stück der Landoberfläche entweder jünger oder älter als das umgebende Meer ist. Im letzteren Falle hat man es mit einem Bruchstücke eines früher größeren Landes zu thun, welches rings um die Insel in die Tiefe sank und Meeresgrund ward, nämlich mit einer Einbruchinsel, im ersteren tauchte eine isolierte Scholle des Meeresbodens als Hebungsinsel auf. Die Bildung der tektonischen Kontinentalinseln bedingt sohin entweder eine Verkleinerung oder eine Vergrößerung der Landoberfläche.

Die untermeerischen Böschungen hierher gehöriger Inseln bestimmte F. Dietrich[1]) im Mittel wie folgt:

Tiefe 200—500—1000—1500—2000—2500—3000—3500—4000—4500 m
Böschung 5,3° 6° 6° 6,2° 5,5° 5,3° 5° 2,8° 2,3°

Eingebrochen ist, wie Neumayr[2]) gezeigt hat, das Meer zwischen den einzelnen Inseln des griechischen Archipels; dieselben sind Horste einer früheren Landbrücke zwischen Europa und Kleinasien, weswegen man sie als Einbruchinseln bezeichnen könnte. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die östlichen Inseln des australasiatischen Mittelmeeres ebenso entstanden und daß die tiefen Meeresbecken, welche sich zwischen ihnen erstrecken, die Zulusee, die Celebes- und Bandasee, verhältnismäßig junge Senkungsfelder sind, zumal da hier sehr bedeutende untermeerische Steilabfälle vorkommen. Ganz anders verhalten sich die kleinen Antillen, die Salomon- und einige der Tongainseln. Man kennt auf ihnen nicht bloß aufgetauchte Korallenriffe, sondern unter denselben sind auch jugendliche Tiefseebildungen aufgefunden worden, so daß sich in allen Fällen der Nachweis liefern läßt, daß sich noch in jung- oder selbst nachtertiären Zeiten an Stelle der Insel tiefere See befand. Unter dem Riffkalk, welcher Barbados bis zu einer Höhe von 300 m überdeckt, lagert die von Ehrenberg beschriebene Radiolarienerde, welche sich nur in großen Tiefen zu bilden pflegt und darunter folgen dunkle sandige Thone und Sandsteine unbestimmten Alters[3]). Auf allen benachbarten kleinen Antillen, sowie auf den großen kommen ferner Korallenriffkalke vor, wahrscheinlich jungtertiäre. Dieselbe Schichtfolge hatte zuvor schon Guppy[4]) von

---

[1]) Untersuchungen über die Böschungsverhältnisse der Sockel ozeanischer Inseln. V. Jahresber. geogr. Gesellsch. Greifswald. 1890—93. S. 29 (69).

[2]) Zur Geschichte des östlichen Mittelmeerbeckens. Samml. gemeinverst. Vorträge. Herausgegeb. von Virchow und Holtzendorff. 1882.

[3]) Jukes-Browne and Harrison, The Geology of Barbados. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XLVII. 1891. p. 197.

[4]) The Salomon Islands. London 1887. p. 125.

den Salomoninseln kennen gelehrt. Hier kommen auf Ugi, Treasury Island und St. Anna unter jungen Korallenkalken bis zu einer Meereshöhe von 300 m Mergelbildungen vor, deren Foraminiferenfauna heute noch im umgebenden Meere in einer Tiefe von 1800—3700 m lebt. Auf Viti Levu, welches sich durch seine Lage innerhalb der aktischen Stufe sowie durch das Auftreten von krystallinischen Schiefer- und Massengesteinen [1]) als eine Kontinentalinsel erweist, kommt ein „Seifenstein“ vor, dessen Foraminiferenfauna heute im Pazifik in 270—360 m Tiefe lebt [2]). Auf den Nicobaren findet sich eine Radiolarienerde, welche nach Häckel [3]) gleich der von Barbados aus mehr als 3700 m Tiefe stammt. Von den Tongainseln endlich, welche sich auf einer der aktischen Stufe angehörigen Schwelle nördlich von Neuseeland erstrecken, bestehen mehrere, darunter Eua, aus einem von jungen Korallenriffen überdeckten Kern von vulkanischen Tuffen, deren Fossilinhalt nicht gestattet, auf höheres als altquartäres Alter zu schließen [4]). In allen diesen Fällen handelt es sich um Inseln, welche nachweislich kürzlich erst dem Meere entstiegen und Strecken eines aus namhaften Tiefen gehobenen Meeresgrundes darstellen. Sie sind Hebungsinseln. Die in ihnen gehobenen Tiefseebildungen treten unter ziemlich verwickelten Lagerungsverhältnissen auf. Auf den genannten Salomoninseln fallen sie nach den verschiedensten Richtungen unter Winkeln von 10—30°. Auf Barbados werden sie von zahlreichen Verwerfungen durchsetzt. Dazu kommt, daß in einigen benachbarten aufgetauchten Koralleninseln die alten Riffoberflächen gegenüber dem heutigen Meeresspiegel merklich geneigt sind. Es handelt sich daher bei allen diesen Inseln nicht um ein bloßes Absinken

---

[1]) A. Wichmann, Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. Tschermaks Mineral. Mitt. V. 1883. S. 1.

[2]) Brady, Note on the socalled Soapstone of Fiji. Quart. Journ. Geolog. Soc. XLIV. 1888. p. 1.

[3]) Challenger-Reports. Zoology XVIII. 1887. Pt. I. p. CLXIX.

[4]) Lister, Notes on the Geology of the Tonga Islands. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XLVII. 1891. p. 590.

von Massen um einen stehenbleibenden Pfeiler, sondern um starke Verschiebungen des letzteren selbst. Diese Thatsachen machen wahrscheinlich, daß die Bildung des Inselpfeilers am ehesten mit Faltungserscheinungen in Zusammenhang steht.

Aus den angeführten Daten ist auf seit jungtertiären Zeiten erfolgte Erhebungen des Meeresgrundes im Betrage von nahezu 4000 m zu folgern. Auch auf festländischem Faltungsgebiete sind junge marine Schichten hoch erhoben. Die Pinnacle-Stufe der Mount-Elias-Gegend, welche ausschließlich Molluskenarten enthält, die noch im benachbarten Meere leben, ist bis über 1500 m Höhe gehoben worden[1]). In allen diesen Fällen handelt es sich wahrscheinlich nicht bloß um eine relative, sondern um eine absolute Hebung, wie solche nach Bd. I, S. 452 vorkommen können.

Während die Einbruchinseln namentlich in den echten Archipelen auftreten, liegen die bisher bekannten Hebungsinseln in den Inselguirlanden, in welchen auch sonst häufig Neuland vorhanden ist. Freilich sind gehobene Tiefseebildungen bislang nur auf einigen wenigen Gliedern solcher Inselreihen gefunden worden. Der Umstand, daß dies bisher nur auf gehobenen Koralleninseln geschah, läßt mutmaßen, daß derartige meist thonige oder schlammige Gebilde nur dort beim Auftauchen durch die Brandungszone erhalten blieben, wo sie durch eine Kalkdecke geschützt waren. Bemerkenswert ist ferner, daß neben den gehobenen Inseln in ein und derselben Guirlande solche vorkommen, deren stark gebuchteter Küstensaum auf junge Senkungen deutet; so stellen die Loyalty-Inseln gehobene Korallenkalke dar, während Neukaledonien eine tief gebuchtete Küste besitzt. Gleiche Gegensätze kehren in der Flucht der Salomoninseln wieder. Dieses Nebeneinandervorkommen von Hebungs- und Senkungserscheinungen entspricht dem jähen Wechsel von Höhen und Tiefen in den Inselreihen und steht im Einklange mit der Auffassung derselben als junge Faltungsgebiete.

---

[1]) J. C. Russell, An Expedition to Mount St. Elias, Alaska. Nation. Geogr. Mag. Washington III. 1891. p. 53 (171).

Die morphologische Verschiedenheit der Hebungs- und Einbruchinseln wird namentlich durch die Oberflächengestaltung der kalifornischen Inseln veranschaulicht. Santa Catalina ist der Rest eines größeren Landes, also eine Einbruchinsel, mit reich gegliederter Oberfläche, die eine typische Thallandschaft darstellt. Die südlich gelegene Insel San Clemente ist eine Hebungsinsel mit einförmiger Gestaltung, lediglich ausgezeichnet durch das Auftreten einzelner gehobener Strandterrassen, die stufenförmig übereinander liegen. Thäler fehlen so gut wie gänzlich [1]).

3. Die ozeanischen Inseln.

a) Erscheinung.

Gegenüber der großen Mannigfaltigkeit der Kontinentalinseln bilden die ozeanischen Inseln eine Gruppe von ziemlich einförmiger Gestaltung und Oberflächenbeschaffenheit. Sie sind kleine Eilande, deren größtes, Hawaii, eine Fläche von 11400 qkm besitzt. Ebenso einförmig ist ihre innere Zusammensetzung. Sie bestehen fast ausschließlich aus vulkanischem Materiale oder aus Korallenbauten, und zwar sind die vulkanischen Inseln hoch, die Koralleninseln niedrig. Diese beiden Typen ozeanischer Inseln gleichen in Bezug auf ihren übermeerischen Teil vollauf den entsprechenden zusammengesetzten Eilanden der aktischen Stufe, von welchen sie sich nur durch die Höhe ihres submarinen Abfalles unterscheiden. Dies rechtfertigt, die Betrachtung der ozeanischen Inseln auf alle vulkanischen und koralligenen Inseln des tieferen Meeres auszudehnen.

Die vulkanischen Inseln stellen sich häufig als nur wenig zerstörte Vulkankegel mit untermeerischem Fuße dar. Der Meeresspiegel hebt eine beliebige Isohypse ihres Gehänges hervor, dermaßen, daß bei den einen ein namhafter, bei den anderen nur ein geringfügiger Teil des Kegels über das Meer ansteigt. Daraus ergeben sich wesentliche Verschiedenheiten in der äußeren Form. All-

---

[1]) A. C. Lawson, The Post-Pliocene Diastrophism of the Coast of Southern California. Bulletin of the Department of Geology. University of California. I. Berkeley 1893. Taf. 8.

überall dort, wo das Meeresniveau unter der Gipfelregion des Kegels gelegen ist, hat man es mit kegelförmigen Inseln zu thun, welche bis zu namhaften Höhen (Hawaii 4168 m) aufsteigen. Dort hingegen, wo die Gipfelregion vom Meeresspiegel geschnitten wird, hat man es mit nahezu ringförmigen Inseln zu thun, welche dem Kraterwalle entsprechen, während der Krater selbst von einer tiefen Lagune eingenommen wird, die durch eine Oeffnung des Ringwalles mit dem Ozeane in Verbindung steht. Solcher Art sind Deception Island unweit Graham-Land und St. Paul [1]) im südlichen Indischen Ozeane. während bei Santorin [2]) im Aegäischen Meere sich die Lagune im großen Explosionskrater erstreckt und sich aus ihrer Mitte wiederum als Inseln die eigentlichen Eruptionskegel erheben. Hie und da besteht die Insel aus einem Zwillingsvulkane, sie ist dann doppelgipfelig und gestreckt, wie z. B. Jan Mayen. Größere Inseln endlich werden aus einer ganzen Gruppe eng miteinander verwachsener Kegel zusammengesetzt, wie z. B. Hawaii. Neben solchen unverletzten Inselvulkanen gibt es zahlreiche Eilande, welche nichts anderes sind als Vulkanskelette, die ihre kegelförmige Gestalt längst verloren haben und nun auf Gänge und Stromenden zurückzuführende jähe Aufragungen zeigen, wie z. B. Fernando de Noronha [3]), St. Helena, Ascension Island und sehr viele andere mehr. Bei allen diesen Inseln kontrastieren die durch die atmosphärische Denudation geschaffenen Formen oft recht auffällig mit den von der Brandung gebildeten Kliffen, welche die Annäherung an die Insel erschweren. Ein dritter Typus vulkanischer Inseln wird zusammengesetzt von ausgedehnten Decken meist basaltischer Gesteine. ohne daß sich eine Spur eines Kraters mehr nachweisen ließe. Solche vulkanischen Inseln sind tafelförmig. Häufig sind die Tafeln in zahlreiche einzelne Fragmente

---

[1]) F. v. Hochstetter, Reise der österreichischen Fregatte Novara. Geolog. T. II. Wien 1866. S. 39.

[2]) Fouqué, Santorin et ses éruptions. Paris 1879.

[3]) John C. Branner, Geology of Fernando de Noronha. Am. Journ. (3). XXXVII. 1889. p. 145.

zerschnitten, dies gilt von den kontinentalen Fär-Öer und den ozeanischen Kerguelen, welche Fjordküsten besitzen.

Stimmt die Oberflächenbeschaffenheit der vulkanischen Inseln — abgesehen von den schon erwähnten, nirgends fehlenden Kliffen — bestens mit der Gestaltung anderer vulkanischer Landschaften völlig überein, so schließen sich andererseits ihre Abfälle unterhalb der Brandungskehle denen der submarinen Pfeiler an und sind selbst steiler als die übermeerischen Böschungen. S. Thomé im Guineagolfe hat eine Landböschung von 85 ‰ (5°), sein untermeerischer Abfall steigt auf 35°. Ascension hat eine steilste übermeerische Böschung von 290 ‰ (16°), eine untermeerische unter der Brandungskehle von 384 ‰ (21°).

Die Koralleninseln der großen Meerestiefen kommen fast ausschließlich in einem Typus von Erhebungen des Meeresgrundes, nämlich im Atoll vor. Ein Atoll ist eine sehr steil abfallende Untiefe, welche ganz oder teilweise von einem Kranze schmaler niedriger Inseln umrahmt wird. Die von denselben eingeschlossene, durchweg seichte, höchstens 90 m tiefe Stelle des Meeresgrundes heißt Atolllagune. Dieselbe steht durch einen oder mehrere Kanäle mit dem Ozeane in Verbindung, von welchem sie dort, wo die Randinseln fehlen, durch einen untermeerischen Wall abgegrenzt wird, dem die Inseln aufgesetzt sind. Letztere gleichen den Inseln eines Wallriffes. Sie kehren der offenen See eine sanfte Abdachung zu, welche von der Flut benetzt und von Spalten und Kanälen durchzogen wird. Hinter dieser Plattform erhebt sich ein Strandwall, an dem sich nicht selten eine höchstens 60 m hohe Düne anlegt; beide senken sich sanft zur Lagune [1]). Inmitten solcher langgedehnter schmaler Riffinseln finden sich gelegentlich schmale, seichte Lagunen, welche mit der Hauptlagune durch enge Pforten in Verbindung stehen und offenbar den Raum zwischen zwei Strandwällen einnehmen. Auf Diego Garcia werden dieselben „Barachois“ genannt [2]). Gewöhnlich

---

[1]) Darwin, The Structure of Coral Reefs. 1842. p. 5.

[2]) Bourne, The Atoll of Diego Garcia. The Nature. XXXVII. 1888. p. 546.

sind die Riffinseln schlauchartig gedehnt und begleiten genau den Rand des Atolls, dasselbe gelegentlich umspannend. Oft aber auch werden sie durch Lücken unterbrochen, neben welchen sich ihre beiden Enden einwärts nach der Lagune krümmen, so daß sie eine halbmondförmige Gestalt erhalten, wie dies von einigen Inselchen des Süd-Keeling-Atolls und von der ganzen Insel des Nord-Keeling-Atolls gilt [1]). Sind die beiden einwärts gekrümmten Enden einer solchen halbmondförmigen Riffinsel zusammengewachsen, so liegt eine kleine rundliche Insel mit eigener Lagune vor. Dies ist das Atollon von Guppy. Solche Atollon kommen namentlich auf den Malediven vor, wo sie bereits Darwins [2]) Aufmerksamkeit erregten. Sie umranden hier das Mahlos-Mahdoo- sowie das Nillandu-Atoll, während am Suadiva-Atoll die kleinen halbmondförmigen Inselchen vorherrschen. Die Lagunen des Atollon sind weniger tief als die des Atolls, nämlich höchstens 13 m. Manchmal beschränken sich die Inseln auf eine Seite des Atolls, und zwar stets auf diejenige, welche den herrschenden Winden bezw. Meeresströmungen zugekehrt ist, wie denn überhaupt auch die Inseln auf der Luvseite des Atolls am höchsten sind [3]).

Der Boden der Lagune ist in der Regel ziemlich flach; ihm sitzen oft, wie z. B. in der Mehrzahl der nördlichen Malediven, einzelne kleine Koralleninseln manchmal von der Form des Atollon, oder nur Riffe auf. Der Rand der Lagune ist in der Regel steilwandig, gelegentlich deutlich terrassiert, vielfach selbst überhängend, und zwar überall dort, wo an der Innenseite der Riffinseln die Korallen fortwachsen. Dies geschieht, wo die Lagune in genügender Verbindung mit der offenen See ist, während dort, wo sie durch eine Ringinsel abgeschlossen ist, das organische Leben in ihr erstirbt. Ihre Tiefe ist meist wesentlich größer als jene der Lücken im

---

[1]) Guppy, The Cocos Keeling Islands. Scott. Geogr. Mag. V. 1889. p. 281.

[2]) The Structure of Coral Reefs. 1842. p. 33.

[3]) Dana, Corals and Coral Reefs. 1872. p. 161.

Inselkranze. Manchmal beläuft sie sich allerdings nur auf wenige Meter, so daß der Boden während der Ebbe streckenweise bloß liegt. Meist beträgt sie 50—60 m, z. B. im Karolinen-, Marschall- und Gilbert-Archipel. In den Vitiinseln kommen Lagunen von 70 m Tiefe vor. In den südlichen Malediven-Atollen wurden durchschnittlich Tiefen von 70—80 m, im Suadiva-Atoll selbst solche von 86 m gelotet; gleiche wurden auch auf der Tizardbank angetroffen. Größere Tiefen wurden bislang nirgends in einem echten Atoll gemessen [1]).

Die Außenböschung der Atolle ist überall eine außerordentlich steile. Die Strandplattform (shore flat) setzt sich eine kurze, höchst selten längere Strecke weit untermeerisch fort, dann folgt ein jäher Absturz. Die Wilkes-Expedition fand 90 m östlich Clermont Tonnerre schon 165 m Tiefe, was auf ein Gefälle von 1933 ‰ (62°) weist; 1,3 km von der Südspitze der Insel lief das Lot bis 640 m ab, stieß auf und erreichte dann bei 1100 m keinen Grund, so daß hier ein senkrechter Abfall von über 400 m anzunehmen ist [2]). Ein ebensolcher wurde nördlich der Keelinginsel angetroffen (Bd. II, S. 610). Genau untersucht ist der Ostabfall der kleinen Insel Masámarhu im Roten Meere unter 18° 50′ N. In der kurzen Entfernung von knapp 120 m fällt dieselbe außerhalb der Strandplattform um 360 m ab, entsprechend einer Böschung von 3000 ‰ (72°) und während bei anderen Koralleninseln, z. B. dem Keeling-Atoll, eine Terrassierung des Außenabfalles nachgewiesen wurde, ergeben sich hier rückfällige Böschungen: Es senkt sich die Außenwand mit einem Satze auf 150 m, steigt dann 50—90 m hoch an, um dann von neuem abzufallen [3]). Solche steile Abfälle wiederholen sich an den Korallenriffküsten. sie übertreffen durchschnittlich die anderer Inseln; und wäh-

---

[1]) Langenbeck, Die Theorieen über die Entstehung der Koralleninseln. 1890. S. 46 gibt als Tiefe der Exploring-Inseln, Viti-Gruppe, 124 m an; diese Inseln sind kein echtes Atoll. (Vgl. S. 648.)

[2]) Dana, Corals and Coral Reefs. 1872. p. 171.

[3]) Wharton, Masâmarhu Island. The Nature. XXXVI. 1887. p. 413.

rend man die vulkanischen Inseln als kegelförmige Erhebungen des Meeresgrundes bezeichnen kann, müssen die Atolle als submarine Tafelberge [1]) gelten, welche gerade mit ihrem wallförmigen Rande das Meeresniveau überragen.

Gestalt und Größe der Atolle sind sehr wechselnd. Bald rundlich, bald oval, bald dreieckig, bald viereckig erlangen sie Durchmesser bis zu über 90 km, wie Rairoa- (Nairsa- oder Deans- oder Vliegen-)Atoll in den Paumotus bei einer Breite von 35 km. Längen von 20 bis 30 km und Breiten von über 10 km werden recht häufig gemessen. Jedoch gibt es auch kleinere Atolle von kaum 2 km Länge und unter 1 km Breite, wie viele zentralpolynesischen Sporaden und das oben erwähnte Inselchen Masámarhu. Diese kleinsten Atolle entbehren der Lagune, statt deren haben sie in der Mitte eine flache schüsselförmige Wanne, welche gerade bis zum Meeresspiegel, vielleicht selbst etwas darunter reicht. Die mittelgroßen Atolle sind fast regelmäßig ringsum geschlossen und je größer das Atoll wird, desto zahlreichere Oeffnungen besitzt es. Von den von der Wilkes-Expedition vermessenen Atollen haben die 9 kleinsten von 2,8—5,5 km Durchmesser keine Lagunen, von den 17 nächstgrößeren Atollen von unter 11 km Durchmesser weisen 16 eine geschlossene Lagune auf, von den übrigbleibenden 29 größeren Atollen sind 17 geöffnet [2]).

Einige Atolle ragen nur in ganz unbedeutenden Klippen über das Meeresniveau auf. Dies gilt z. B. vom 100 km Durchmesser besitzenden Peros-Banhos-Atoll in der Chagosgruppe, vom Tizardatoll im Südchinesischen Meere. Fehlen auch diese Riffe, so hat man es mit einer Bank mit wallartigem Rande zu thun, welche sich vom echten Atolle nur durch ihre Lage in Bezug auf das Meeresniveau unterscheidet. Solche Bänke kommen

---

[1]) Vergl. Guppy, Cocos Islands. Scott. Geogr. Mag. V. 1889. p. 121.

[2]) Dana, Origin of Coral Reefs and Coral Islands. Am. Journ. (3). XXX. 1855. p. 89 (185).

in der Nachbarschaft der letzterwähnten Atolle vor. Sie wurden bereits als untergetauchte Atolle gewürdigt. Manche Atolle sind dagegen sichtlich etwas gehoben. Ihr Riffkalk liegt über dem Meeresspiegel und der Inselring steigt zu etwas größeren Höhen als sonst an, die Lagune ist noch mit Wasser erfüllt, wie dies bei zahlreichen von den Atollen der Paumotus der Fall ist. Andere Atolle sind um namhaftere Beträge gehoben und bilden hohe, steil abfallende Inseln, welche am Orte ihrer größten Erhebung eine schüsselförmige Einsenkung, die Wanne der Lagune besitzen. Dieselbe ist in der Regel leer, am Boden überkleidet mit Gips als dem Rückstande der verdunsteten Lagune, und wird unterirdisch durch die Klüfte des Riffkalkes entwässert. Solcher Art sind die zahlreichen kleinen Atolle der zentralpolynesischen Sporaden. Die Phönixinsel unter denselben hat eine Lagune, welche sich bei Springfluten mit Wasser füllt, sonst trocken liegt [1]. Ist das Atoll beträchtlich gehoben, so bricht es leewärts stufenförmig ab, falls es nicht in großen hohen Kliffen angeschnitten ist. Dabei zeigt sich als Unterlage des Riffkalkes häufig vulkanisches Gestein oder Tuffe. Eines der auffälligsten Beispiele eines solchen gehobenen Atolls ist die Christmasinsel im Indischen Ozeane, welche bis zu ihrem 364 m hohen Gipfel treppenförmig mit Riffkalk bedeckt ist, der ihren vulkanischen Kern völlig einhüllt [2]. Eine ganze Reihe gehobener Atolle stellen nach Chambeyron [3]) die Loyalty-Inseln dar. Erscheint ihr nördlichstes Glied, das Astrolabe-Riff, als ein untergetauchtes Atoll, so ist die weiter südwärts liegende Insel Uvea ein 18 m hohes Atoll mit abgesperrter Lagune von 18 m Tiefe. Die nächst südliche, 90 m hohe Insel Lifu hat keine Lagune mehr und zeigt drei Riffterrassen. Die südlichste, 90—100 m hohe Insel Maré endlich besitzt fünf

---

[1]) J. D. Hague, On Phosphatic Guano Islands of the Pacific Ocean. Am. Journ. (2). XXXIV. 1862. p. 224.

[2]) W. J. L. Wharton, Account of Christmas Island; Indian Ocean. P. R. G. S. X. 1888. p. 614.

[3]) Note relative à la Nouvelle-Calédonie. Bull. Soc. de géogr. (6). IX. 1875. p. 566.

Riffstufen und eine Aufragung vulkanischen Gesteins. Von ähnlicher Beschaffenheit ist die 329 m hohe Insel Eua im Tonga-Archipel, deren gehobene, terrassenförmig abfallende Riffe einen Kern vulkanischer Tuffe nur unvollständig überdecken. In derselben Gruppe sind die Vavau-Inseln weitere Beispiele gehobener Atolle mit deutlichen Abstufungen des Abfalles. Letztere bilden aber keineswegs horizontale Niveaus, sondern sind sichtlich geneigt[1]). Aehnliches scheint von Rurutu in der Austral-(Tubai-) Gruppe zu gelten[2]). Auch die Bermudas sind ein teilweise gehobenes Atoll, ebenso zahlreiche der Bahamas.

Wie verschieden nun auch die äußere Gestalt von Korallen- und Vulkaninseln sein möge, so sind doch beide Arten durch eine Reihe von Uebergängen verbunden. Inmitten einiger Atolle ragen nämlich kleine Inseln vulkanischen Ursprungs auf. Die östliche Gruppe (Lau) des Vitiarchipels zeigt mehrere einschlägige Beispiele. Hier finden sich im Reidriffe, einem Atolle, mehrere kleine, 15 und 18 m ansteigende Felsklippen; ähnliches wiederholt sich im Oneata- und Yangasá Clyster-Atoll. Die Exploring-Inseln erheben sich aus einem großen atollähnlichen Riffkranz[3]). Gleiches gilt von den Hogolu-(Rug-)Inseln in den Karolinen, sowie den Mangarewa-(Gambier-)Inseln in den Paumotus. In allen diesen Fällen macht es zwar den Eindruck als ob isolierte kleine Eilande der weit größeren Lagune des Atolles entstiegen, aber doch kann man den Korallenbau auch als ein jene Inselchen umziehendes Wallriff ansehen. Diese letztere Auffassung trifft entschieden für manche Fälle zu, in welchen die sich erhebenden Inseln relativ groß in Bezug auf die Lagune sind (Vanikoro, Raiatea u. s. w.). So gibt es denn keine scharfe Grenze zwischen Atollen mit einigen kleinen Inseln und Inseln mit Wallriffen.

Die Koralleninseln des Ozeans sind gleich den vul-

---

[1]) Lister, Notes on the Geology of the Tonga Islands. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XLVII. 1891. p. 590.

[2]) Dana, Corals and Coral Reefs. 1872. p. 336.

[3]) Vergl. Domanns Karte der Viti-Inseln. P. M. 1882. Taf. 8.

kanischen Eilanden in geraden Linien oder in langen Schwärmen angeordnet, und zwar dermaßen, daß sie in ein und derselben Reihe vergesellschaftet vorkommen. Manche Inselreihen beginnen mit einer hohen vulkanischen Insel und enden mit einem Atolle. Dies gilt von den Sandwichinseln, deren südöstlichste, Hawaii, die größte und höchste ist und zugleich der Riffbauten entbehrt, während die nordwestlichen kleine Atolle sind. Eine entsprechende Anordnung kehrt bei den Samoainseln wieder. Hier ist es aber die nordwestlichste, Sawaii, welche die höchste ist, während das Rose-Atoll das Südostende der Reihe bezeichnet[1]. Bei den Gesellschaftsinseln liegt dagegen wieder die größte und höchste, Tahiti, im Südosten, während die Atolle sich im Nordwesten halten. Ebenso ist die Anordnung der Loyalty-Inseln. Maré mit einem festen Kerne bezeichnet das Südostende, das Astrolabe-Atoll den Nordostpunkt der Reihe. Im Indischen Ozeane sind die Mascarenen eine analoge Reihe, dieselbe beginnt im Südwesten mit der hohen Insel Réunion, darauf folgt das niedrigere, mit Saumriffen umgebene Mauritius, dann das Gargados Carajos-Atoll und nun kommen im Nordosten die untergetauchten Atolle der Nazareth- und Saya de Malha-Bank, so daß also hier die Reihe sich selbst in untergetauchte Atolle fortsetzt.

Während die vulkanischen Inseln von universeller Verbreitung sind, in allen Ozeanen und allen Ingressionsmeeren vorkommen, beschränken sich die Koralleninseln auf das Bd. II, S. 518 umgrenzte Gebiet des Riffbaues, wobei sie aber den Pazifik und den Indik entschieden vor dem Atlantik bevorzugen. Im Bereiche der aktiven Stufe vergesellschaften sie sich regelmäßig mit anderen Inseln, welche ihrerseits mit Korallenriffen umzogen sind. Ein und dieselbe Inselgruppe zeigt hier häufig Erhebungen älterer Gesteine, ältere vulkanische Inseln mit Saum- oder Wallriffen, ferner jungvulkanische Inseln, welche des Riffgürtels entbehren, sowie Atolle. Dies

---

[1]) Dana, Origin of Coral Reefs. Am. Journ. (3). XXX. 1885. p. 89 (98).

gilt von den Viti- und Salomoninseln ebenso wie von den Seychellen und den übrigen Inseln nördlich Madagaskar. Daneben aber gibt es Gebiete, in welchen die Atolle die alleinig herrschende Inselform sind, so z. B. im Indischen Ozeane zwischen den Meridianen von 70° und 100° E., wo die Lakkediven, welche noch der aktischen Stufe aufsitzen, die Malediven und die Chagosinseln eine lange Doppelreihe von Atollen darstellen, welche im Norden inselreiche Lagunen haben, während sie im Süden größtenteils untergetaucht sind; abseits liegen die beiden Keeling-Atolle. Im Pazifik liegen in dem großen Dreieck, welches sich von den östlichsten der Paumotus, dem Ducie-Atoll, im Nordwesten bis zu der Alligatorinsel östlich der Ladronen und im Norden bis zu den westlichen Sandwichinseln erstreckt, zahllose Inseln. welche ausschließlich und allein nur Atollen angehören [1]). Dies gilt von allen Paumotus, die südwestlichen Gambiersinseln und Pitcairn ausgenommen, von allen Mahanikiinseln, von allen Tokelau- oder Unioninseln, allen Phönixinseln, allen zentralpolynesischen Sporaden, allen Lagunen oder Elliceinseln, allen Gilbert-, allen Marschallinseln und allen Sandwichinseln westlich 170° W. Das Gebiet dieser Atolle hat eine Längenausdehnung von einem Viertel Erdumfang, seine Seiten messen 90, 86 und 24 Grade, es deckt also mehr als den vierzigsten Teil der gesamten Erdoberfläche. In der Nähe dieses großen Atolldreieckes bilden die Atolle die bei weitem überwiegende Mehrzahl der Karolinen, in welchen nur drei: Hugolu, Ruk und Ponapi einen festen Kern zeigen, so daß in einem Dreiecke von 92, 75 und 40° Seitenlänge, welches $^1/_{22}$ der gesamten Erdoberfläche einnimmt, nur drei Inseln nichtkoralligener Entstehung anzutreffen sind. Flankiert wird dieses Feld im Norden von den rifffreien Marquesas und den östlichen großen Sandwichinseln, im Süden von den Pitcairn- und den Gambiersinseln, den Gesellschafts- und Samoainseln, sowie den Salomoninseln und dem Bismarckarchipel, im Westen durch die Palauinseln und Ladronen.

---

[1]) Darwin, The Structure of Coral Reefs. 1842. p. 91.

In allen diesen Grenzgebieten kommen hohe Inseln mit Wall- und Saumriffen, echte und gehobene Atolle vor, während die Atolle des großen Dreieckes durchweg niedrig sind, wenn auch zahlreiche eine Hebung von 2—3 m aufweisen. Größere Hebungen werden nur von Metia oder Aurora (76 m), Elisabeth (25 m) in den Paumotus und Pingelap in den Karolinen (20 m) berichtet [1]. Diesem großartigen Atollfelde, welches an Größe Afrika fast erreicht, steht im Atlantik kein entsprechendes Gebiet gegenüber; hier stellen lediglich die Bermudas ein teilweise gehobenes Atoll dar, und eine Gruppe von solchen ist die Bahamabank, welche das Relief der Malediven wiederholt, jedoch in fast 100 m höherem Niveau.

Die untermeerischen Böschungen von Vulkan- und Koralleninseln bestimmte F. Dietrich für einzelne Tiefenstufen im Mittel wie folgt:

Vulkaninseln.

200—500	500—1000	1000—1500	1500—2000	2000—2500	2500—3000	3000—3500	3500—4000	4000—4500 m
13,7°	11,7°	8,7°	8,5°	7,4°	8,1°	9,1°	9,4°	8,4°

Koralleninseln.

0—300	300—1000	1000—1500	1500—2000	2000—2500	2500—3000	3000—3500	3500—4000	4000—4500 m
17,4°	11,0°	11,5°	13,3°	10,6°	11,6°	10,4°	8,6°	7°

Neben den koralligenen und vulkanischen gibt es noch einige wenige Inseln des Ozeans, an deren Aufbau sich auch andere Gesteine beteiligen. Auf der Insel Mayo der Capverden fand Doelter geschichtete Kalke und krystallinische Schiefer [2]. Auf den Canarischen Inseln kommt Gneis vor; der Basalt von Ascension ist reich an Fragmenten solcher Gesteine [3]. Auch hinsichtlich des Gesteines der Klippen von St. Paul ist die gleiche Frage noch zu entscheiden. Dasselbe entspricht den Lherzolithen [4], welche

[1] Dana, Corals and Coral Reefs. 1872. p. 332.

[2] Spuren eines alten Festlandes auf den Capverdischen Inseln. Verh. k. k. geolog. Reichsaustalt Wien. 1881. S. 16.

[3] Renard, Rep. Scient. Results Challenger Exped. Physics and Chimistry. London 1889. II. Part. VII. p. 62.

[4] A. Renard, Description lithologique des récifs de St. Paul. Ann. Soc. belge de microscopie. Brüssel 1882. — Rep. Sc. Results of the Challenger. Narrative. II. London 1882. App. B.

der archäischen Schichtfolge hie und da eingeschaltet sind, oder jenem Olivinfels, welcher vielfach im Basalte eingeschlossen aus großen Tiefen gebracht ist. Im Indischen Ozeane sind die Seychellen [1]), welche allerdings wohl noch der aktischen Stufe zuzuzählen sind, granitisch. Im Pazifik wurden außerhalb der ostasiatischen Inselguirlanden, außerhalb der Philippinen, sowie der von Neuguinea über die Vitiinseln nach Neuseeland streichenden Inselflucht [2]) auf den Palauinseln ältere, nämlich Hornblendegesteine [3]) nachgewiesen; ferner bestehen die beiden kleinen Inseln Campbell und Auckland südlich Neuseeland fast gänzlich aus älteren Gesteinen [4]), dasselbe gilt von Südgeorgien [5]) im Atlantik, welches Eiland gleich jenen mutmaßlich noch der aktischen Stufe aufsitzt. Alle Inseln, auf welchen ältere Gesteine gefunden wurden, gehören in die Nachbarschaft des Kontinentalblockes.

b) Entstehung.

Die Bildung der vulkanischen Inseln ist jedenfalls in der Art erfolgt, wie die Aufschüttung irgend eines Vulkankegels auf dem Lande. Der Meeresboden ist nachweislich sehr häufig der Schauplatz vulkanischer Ausbrüche; E. Rudolph [6]), welcher die Berichte darüber sorgfältig bearbeitete, erhielt den Eindruck, als ob die vulkanische Thätigkeit im Bereiche der Ozeane beträchtlicher sei, als auf dem Kontinente und Gerland glaubt sogar nachweisen zu können, daß dieselbe anders geartet sei als

---

[1]) E. P. Wright, On the Seychelles Islands. Rep. Brit. Assoc. 1868. p. 143.

[2]) R. v. Drasche, Paläozoische Schichten auf Kamtschatka und Luzon. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1879. S. 265.

[3]) A. Wichmann, Journ. Mus. Godefroy. Hamburg. VIII. 1875. S. 126.

[4]) Meinicke, Die kleinen Inseln im Süden und Südosten von Neuseeland. P. M. 1872. S. 222.

[5]) Thürach, Geognostische Beschreibung der Insel Südgeorgien. Ergebn. d. Deutschen Polarexpedition. Allg. Teil. II. 7.

[6]) Ueber submarine Erdbeben und Eruptionen. Gerlands Beiträge zur Geophysik. I. S. 132 (286).

die kontinentale [1]). Der feine vulkanische Staub, welcher bei den submarinen Eruptionen entsteht, bildet ein fast universelles Gemengteil in allen Tiefseebildungen. Natürlich muß die Aufschüttung des Kegels durch das Wasser des Meeres beeinflußt werden, welches eine viel ausgedehntere Verfrachtung feinster Partikelchen zuläßt als die Luft und zugleich die ergossenen Lavamassen rasch abkühlt. Danach ist es wahrscheinlich, daß die Böschungen der submarinen Kegel steiler sind als die der subaërischen und diese steilen Böschungen bleiben erhalten, da im Meere keine denudierenden Kräfte vorhanden sind. Sobald aber der Kegel bis über das Meeresniveau aufgeschüttet ist, beginnt die Brandung an ihm zu nagen und ihn abzustutzen. Dabei verschwinden zahlreiche eben aufgeschüttete Kegel. Dies geschah z. B. mit der bekannten Insel Ferdinandea zwischen Pantellaria und Sizilien. Im Juni 1831 aufgeschüttet, war sie schon im Dezember verschwunden und an ihrer Stelle wurden über 70 m Tiefe gefunden [2]). Dasselbe Schicksal hatte der 1866 zwischen den Manuainseln in der Samoareihe aufgeschüttete Kegel; im Juni 1867 wurden an seinem Orte bereits 116 m gelotet [3]). Das 1861 nahe der Tongareihe entdeckte Pelorusriff, offenbar auch eine vulkanische Aufschüttung, war 1887 bis 26 m unter das Meeresniveau abgetragen [4]). Zerstört die atmosphärische Denudation die Vulkankegel des Landes bis zu ihrem Sockel, so daß die Vulkanruinen die verschiedensten Höhen erhalten, so sucht die Brandung die entstehenden ozeanischen Vulkane verhältnismäßig dicht unter dem Meeresspiegel abzukappen, verwandelt sie in Kegelstumpfe, welche insgesamt nahezu dieselbe Höhe besitzen und aus der Tiefsee als submarine Bänke aufragen, welch letztere durch die Gezeiten-

---

[1]) Vulkanische Studien. Ebenda. II. 1894. S. 25.

[2]) C. W. C. Fuchs, Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. 1865. S. 355—357.

[3]) George A. Turner, Samoa. Scott. Geogr. Mag. V. 1889. p. 235.

[4]) Das Verschwinden des Pelorusriffes. Ann. der Hydrogr. XVI. 1888. S. 520.

bewegung allmählich noch weiter erniedrigt werden. Es bedarf des Nachschubes sehr beträchtlicher vulkanischer Massen, damit eine Insel entstehen kann, an deren Abtragung sodann die atmosphärische Denudation und wegen ihres kleinen Durchmessers besonders intensiv die Brandung arbeiten, bis sie wieder unter den Meeresspiegel abgetragen ist. Nach diesen Erwägungen ist anzunehmen, daß die Zahl submariner vulkanischer Bänke weit stattlicher ist, als die Zahl vulkanischer Inseln und es ist wohl nicht unwahrscheinlich, daß die Mehrzahl der sicher nachgewiesenen steil abfallenden Bänke des Meeresgrundes unfertige oder abgetragene vulkanische Inseln sind, wenn auch ein senkrechter Abfall, wie ihn die Daciabank aufweist, noch andere Erklärungsmöglichkeiten zuläßt.

Es ist z. B. denkbar, daß die Verschiebung isolierter Schollen des Meeresbodens, durch welche in den mittleren Tiefen der aktischen Stufe Inseln gebildet werden, auch am Grunde der großen Tiefen stattfindet. Durch diesen Vorgang können sehr steilwandige Untiefen gebildet werden, wenn nicht vielleicht selbst Inseln, wie die wenigen ozeanischen Eilande, welche weder mit vulkanischen Erscheinungen noch mit Riffbau zu thun haben. Die Brandung wirkt auch der Inselbildung durch tektonische Vorgänge entgegen, und auch letztere werden weit eher Bänke als Inseln schaffen können.

Die Koralleninseln sind das Werk des Riffbaus und da dieser immer nur in sehr geringen Tiefen stattfinden kann, so setzt jede Koralleninsel eine submarine Bank voraus. Befindet sich eine durch das Zusammenwirken vulkanischer und tektonischer Vorgänge mit der Brandung geschaffene Bank in weniger als 70 m Tiefe im Meereswasser von über 20° C. Minimaltemperatur, so werden sich auf ihr Korallen ansiedeln; dieselben wachsen an den Stellen größter Nahrungszufuhr, also randlich am raschesten, erreichen zuerst hier den Meeresspiegel und werden zu einem Wallriffe umgestaltet, welches den Rand der Untiefe über das Meeresniveau projiziert und eine über den langsamer wachsenden mittleren Stöcken befindliche Lagune umspannt. So entstehen Atolle; schließen sich die Inseln derselben zu einem festen Ringe, so wird die

Lagune vom Meere abgesperrt; die in ihr befindlichen Korallen sterben ab und ihre Wanne wird erhalten. Bleiben aber die Inseln getrennt, so spülen die Wasser des Meeres zwischen ihnen hindurch in die Lagune und häufen den im Bereiche der Brandung entstandenen Sand als Haken an den Inselenden an, so daß diese einwärts wachsen und die Inseln jene halbmondförmige Gestalt annehmen, welche die Atollon unter den Atollinseln oft aufweisen[1]). Ein weiterer Teil des Brandungszerreibsels, namentlich die pulverigen, verbreiten sich in der Lagune und fallen hier als Schlamm zu Boden. Daneben aber wachsen in der Lagune die Korallenstöcke langsam fort, bis diese endlich zugewachsen und zugeschüttet ist. Guppy schätzt die hierfür beim südlichen Keeling-Atoll noch erforderliche Zeit auf 4000 Jahre, und, indem er annimmt, daß dasselbe auf einer 55—65 m tiefen Bank aufgewachsen ist, die ganze Lebensdauer des Atolls vom Aufwachsen bis zur Einebnung der Lagune auf 15—20000 Jahre.

Derartige zugeschüttete Lagunen werden nur bei den kleinen Atollen angetroffen. Die bei weitem überwiegende Mehrzahl aller großen Atolle aber hat offene Lagunen, deren Tiefe keine Spur einer Minderung zeigt, sondern im Gegenteile manchmal die Tiefe übertrifft, in welcher die riffbauenden Korallen zu leben vermögen.

Diese Thatsache hat man früher durch die Annahme zu erklären gesucht, daß die Atolle auf den Rändern submariner Krater aufsäßen, und ihre Lagune in den letzteren hinein senkten. Für manche Fälle trifft dies wohl zu, für die Allgemeinheit sicher nicht, weder Umrisse noch Maße der Atolle gleichen denen von Kratern, wie Darwin[2]) schon näher ausführte. Semper[3]) und Murray[4]) erklären die Tiefe der Lagune durch eine nachträgliche Austiefung derselben und zwar letzterer durch die Annahme, daß

---

[1]) Guppy, The Cocos Keeling Islands. Scott. Geogr. Mag. V. 1889. p. 457.

[2]) The Structure of Coral Reefs. 1842. p. 88.

[3]) Zeitschr. f. wissensch. Zoologie. XIII. S. 563—569. Abgedruckt mit Zusätzen in: Die Philippinen und ihre Bewohner. Würzburg 1869. S. 100.

[4]) On the Structure and Origin of Coral Reefs. Proc. R. Soc. Edinb. X. 1879/80. p. 505.

hier der Kalk vom Meerwasser gelöst werde, ersterer durch die Annahme einer Ausspülung durch Strömungen. Dana[1]) hat darauf aufmerksam gemacht, daß der Boden keiner Lagune die notwendigen Folgeerscheinungen, nämlich korrodierten Riffkalk zeigt; überall findet sich, sofern nicht lebende Korallen vorhanden sind, sandiger oder schlammiger Boden, allenthalben ist die Lagune in Zuschüttung begriffen, eine Austiefung findet in ihr nirgends statt.

Weist die Schmalheit des Randes auf ein jugendliches Alter des Atolls, so ist die Tiefe von dessen Lagune unvereinbar mit der Annahme, daß der Abstand des Atollsockels vom Meeresspiegel ein konstanter geblieben ist. Die Annahme Darwins, daß der Atollsockel während des Riffbaues sich mäßig senkte, macht begreiflich, daß der eben heraufgewachsene Saum des Atolls jugendfrisch auftaucht und daß die Tiefe der Lagune größer ist als nach den Wachstumsgrenzen der Riffkorallen erwartet werden kann. Ueberdies werden dadurch die steilen Außenabfälle des Atolls erklärt. Dieselben reichen ebenso wie jene mancher Wallriffe bis in weit größere Tiefen als ihre Erbauer. Das Atoll Clermont Tonnerre hat zwischen 640 und 1100 m, das der südlichen Keelinginsel zwischen 1000 und 2200 m einen senkrechten Abfall. Bis 360 m Tiefe reichen die Steilabfälle der kleinen Masámarhuinsel im Roten Meere. Diese senkrechten Abfälle erscheinen als die steilen Außenwandungen eines Riffes, welches konstant nach aufwärts wuchs, während die terrassierten Abfälle, wie de Chantérac[2]) darthat, auf periodische Unterbrechungen im Aufwärtswachsen des Riffes deuten. Wenn bei fortgesetzter Senkung die Lagune sehr groß wird, so verhält sie sich gegenüber dem Riffkranze wie das offene Meer; die Korallen wachsen an der äußeren und inneren Seite von dessen Inseln rasch aufwärts, während deren Mitte untertaucht; so entstehen nach Darwin Atollon. Sinkt end-

---

[1]) Origin of Coral Reefs and Islands. Am. Journ. (3). XXX. 1885. p. 85 (185).

[2]) Étude sur la formation des îles et récifs madréporiques des mers de l'Océanie et de l'Inde. Revue maritime et coloniale. XLIV. 1875. p. 626.

lich das Atoll rascher, als die Korallen zu wachsen vermögen, so gerät es ganz unter den Meeresspiegel und es stirbt ab, sobald es in Tiefen gerät, welche ein Korallenwachstum nicht mehr zulassen. So entstehen die untergetauchten Atolle, wie dies alles von Darwin näher auseinandergesetzt ist.

Taucht eine Insel im Bereiche des *Riffbaues* allmählich unter das Meer, so wird sie kleiner und kleiner und die Entfernung zwischen ihrem Ufer und dem Wallriffe größer und größer. Endlich verschwindet sie ganz und das Wallriff ist zum Atollwalle geworden. So erklärte Darwin die Umwandlung von einer Insel in ein Atoll und deutete die Uebergänge, welche sich der Form nach zwischen den Typus des Atolls und der Insel schalten, auch als Uebergänge hinsichtlich der Entstehung. Aber keineswegs alle Atolle mit tiefen Lagunen müssen über versunkenen Inseln aufgewachsen sein. Viele, wenn nicht die meisten, dürften auf submarinen Bänken wurzeln, welche von den riffbauenden Korallen durch die Brandungszone hindurch bis zum Meeresspiegel aufgebaut wurden und von denselben bei Senkungsvorgängen in letzterem erhalten wurden, während andererseits die zahlreichen Atolle mit seichten Lagunen meist die Krönung irgend eines submarinen Pfeilers bilden, ja auf demselben auch bei einer Hebung entstanden. Hielt aber die Hebung an, so mußte auch das Atoll in seiner gesamten Ausdehnung auftauchen. Das gehobene Atoll wird dementsprechend immer nur Riffkalke von geringerer Mächtigkeit zeigen, als die Tiefe des Korallenwachstums beträgt. Die geringe Dicke gehobener und wahrscheinlich auch während einer Hebung gebildeter Riffkalke gestattet daher nicht, irgend einen Schluß auf die Mächtigkeit der Riffkalke in Atollen eines Senkungsgebietes zu machen. Diese kann nur durch Bohrungen festgestellt werden.

Auf die Wichtigkeit von Bohrungen in Atollen hat Dana [1]) hingewiesen, aber solche sind bisher nicht ausgeführt worden.

---

[1]) Origin of Coral Reefs and Islands. Am. Journ. (3). XXX. 1885. p. 89 (181).

Bohrungen auf Oahu wiesen Korallenfels bis zu 247 m Tiefe in 151 m Mächtigkeit nach. Während Dana[1]) diese Erscheinung als Beweise für eine stattgehabte Senkung ansieht, betrachtet sie Al. Agassiz[2]) als die am Außensaume eines Riffes angehäuften Trümmer desselben. Die Bohrkerne sind leider verloren gegangen und können nicht zur Entscheidung der Frage herbeigezogen werden.

Während die steilen, oft abgestuften Außenwände der Atolle auf eine sehr stattliche Senkung zu schließen gestatten, hält sich die Tiefe der Lagune immer in engen Grenzen und ist stets nur unwesentlich größer als die Höhe der Riffbauzone. Diese Thatsache widerspricht, wie bislang ausschließlich von Darwin[3]) hervorgehoben, der Annahme großer Senkungen und erheischt eine besondere Erklärung. Vielleicht kann letztere darin gefunden werden, daß das Wachstum der sinkenden Atolle nicht fortwährend nach oben, sondern wenigstens zeitweilig auch nach der Mitte erfolgte. Dies mußte geschehen, wenn die Senkung durch Ruhepausen unterbrochen war, während welcher die Atolle „alterten", und daß solche Pausen vorhanden waren, lehrt der stufenförmige Außenabfall vieler Riffbauten. Die überraschend gleichmäßige Tiefe der Lagunen zahlreicher Atolle des Pazifik, nicht minder aber auch jene der Malediven, würde danach auf eine Unterbrechung des Aufwachsens der Atolle bei einer Lage der Strandlinie in einem mindestens 90 m tieferen Niveau als heute weisen. Dies gilt unter der Voraussetzung, daß der Lagunenboden sich gar nicht erhöht hat und, da dieses gewiß geschehen ist, so ist auf eine noch tiefere Lage des Meeresspiegels zu schließen.

Ueberall auf der Erde finden sich Anzeichen, welche in gleicher Richtung weisen. Der am weitesten verbreitete Typus der gebuchteten Küsten deutet auf eine vordem einmal tiefere Lage der Strandlinie. Die große

---

[1]) Points on the geologieal History of the Islands Maui and Oahu. Am. Journ. (3). XXXVII. 1889. p. 81—103.

[2]) The Coral Reefs of the Hawaiian Islands. Bull. Mus. Comp. Zoology. XVII. 1889. p. 121 (154).

[3]) The Structure of Coral Reefs. 1842. p. 115.

Entwickelung der Flachsee mit ihren mannigfachen Anzeichen subaëriler Ausgestaltung ist nur verständlich unter der Annahme, daß sie einst trocken dalag, was nur bei geänderten Niveauverhältnissen denkbar ist. Die Wallriffe an den tropischen Küsten führen zur gleichen Folgerung, sind sie doch nichts anderes als Riffe, die an der Außenkante der Flachsee stehen. Endlich kehrt die Flachsee in den Atolllagunen wieder. Alle diese Thatsachen leiten übereinstimmend zur Annahme einer allgemein auf der Erde verbreitet gewesenen, länger anhaltenden Lage der Strandlinie 100—200 m unter dem heutigen Niveau, worauf ein allgemeines Untertauchen des tieferen Landes stattfand. Auf dieses Untertauchen ist örtlich bereits ein Auftauchen gefolgt. Daraufdeutende Erscheinungen kommen an allen Fjordküsten vor, sie wiederholen sich an den Korallenküsten des australasiatischen und amerikanischen Mittelmeeres, ferner ganz spärlich auf dem Atollfelde des Pazifik, sowie hie und da an den Küsten, ohne aber an den letzteren im allgemeinen die Senkungserscheinungen verwischen zu können.

Jene Hebungserscheinungen sind lokal und sind auf Krustenbewegungen zurückzuführen, wie aus den deformierten postglacialen marinen Ablagerungen an der nordamerikanischen Ostküste und im Bereiche der skandinavischen Halbinsel hervorgeht. Das vorausgehende Untertauchen dürfte aber mit einer selbständigen Bewegung des Meeresspiegels zu thun haben, denn nur so läßt sich die Universalität des Vorganges begreifen. Zahllose Atolle sind im Pazifik gerade bis zum Meeresspiegel aufgebaut. Würde ihre Unterlage von Krustenbewegungen heimgesucht sein, ähnlich denen, welche auf dem Lande stattfinden, so würde der Schauplatz von Hebungen und Senkungen hier oftmals wechseln. Aber auf dem zwanzigsten Teile der Erdoberfläche finden sich hier mit ganz wenigen Ausnahmen Erscheinungen, die auf einen gleichen Betrag des Untertauchens hinweisen. Auch dies deutet auf ein Anschwellen des Meeres. Dieses Anschwellen traf mancherorts mit örtlichen Hebungen zusammen, welche intensiver waren als es selbst erfolgte. An den

gehobenen Korallenriffen und an den alten Strandlinien hat man Gelegenheit das Zusammenwirken beider Vorgänge zu untersuchen, es zeigt sich hier allenthalben, daß die Hebung durch Ruhepausen unterbrochen wurde. Möglicherweise hängen dieselben damit zusammen, daß die Anschwellung des Meeres nur zeitweilig der Hebung entgegenwirkte, was geschehen mußte, wenn dieselbe periodisch stattfand.

Die Ursachen der allgemeinen Anschwellung des Meeres in der jüngsten geologischen Vergangenheit könnten vielleicht mit jenen klimatischen Veränderungen in Zusammenhang gebracht werden, welche die Erde während der Diluvialperiode erfuhr. Wenn während der Eiszeit gleichzeitig Nordeuropa, das nördliche Nordamerika und die antarktischen Gebiete vergletschert waren, so mußte dem Ozeane eine beträchtliche Wassermasse entzogen sein und, eine Eismächtigkeit von 1000 m angenommen, sein Spiegel 150 m tiefer als heute liegen. Denkbar wäre aber auch, daß infolge der größeren Abkühlung der Meeresboden während der Eiszeit eingesunken war und sich seither wieder gehoben hat, so daß die Größe der Meeresräume sich vermindert hat. Welche Erklärung auch die Zukunft als richtig erweisen sollte, so ist doch zweifellos, daß mit einem Sinken des Meeresspiegels auch die Zone des Riffbaues sinkt, so daß Bänke, auf denen vordem die Korallen nicht leben konnten, denselben zugänglich wurden und zu Atollen aufzuwachsen vermochten. Ferner mußten bei einem allgemeinen Sinken des Meeres auch manche Bänke in das Bereich der Brandung rücken, welche sie abschnitt, falls nicht eben der Riffbau sie davor bewahrte. So führt denn ein Sinken des Meeresspiegels im Bereiche des Riffbaues zur Umwandlung von Bänken in Inseln und außerhalb derselben zu einer weiteren Abtragung derselben. Auf diese Weise würde sich erklären können, daß die große Mehrzahl der ozeanischen Inseln im Bereiche des Riffbaues auftritt, während außerhalb desselben submarine Pfeiler, auf welchen Atolle entstehen könnten, ziemlich selten sind.

Die Koralleninseln sind erst durch die Fahrten von Cook näher bekannt geworden und R. Forster[1]) gab von ihnen die erste, alle wesentlichen Punkte berührende Schilderung; die geringe Tiefe der Lagune stellte durch zahlreiche Lotungen Beechey[2])

[1]) Bemerkungen auf seiner Reise um die Welt. 1783.

[2]) Narrative of a Voyage. I. p. 157. Vergl. J. R. G. S. 1831. p. 193 (218).

fest; Quoy und Gaimar[1]) wiesen auf die engen, von ihnen zu klein angegebenen Grenzen des Korallenwachstums hin, wodurch die Ansicht R. Forsters und Chamissos[2]), daß die Tiere die Inseln aus den großen Meerestiefen heraus aufbauten, widerlegt und die Annahme verbreitet wurde, daß die Koralleninseln auf Kratern wurzelten, wogegen Beechey annahm, daß die Atolle auf submarinen Bergen aufsitzen und randlich rascher als in der Mitte wüchsen. Ch. Darwin und J. Dana suchten in den oft genannten Werken sodann unabhängig voneinander die Höhe der Inseln über dem Meeresgrund bei der geringen Tiefe des Riffbaues durch Annahme allmählicher Senkungen zu erklären. Zweifel an der unbedingten Anwendbarkeit der Senkungstheorie äußerten zuerst Semper[3]) und J. Rein[4]), worauf Murray[5]) Beecheys Ansicht wieder aufgriff und allgemein die Atolle als randlich rascher als in der Mitte aufgewachsene Kronen submariner Berge erklärte und Guppy die geringe Mächtigkeit gehobener Riffe nachwies.

Die Einwände von Murray und Guppy gegen die Darwin-Danasche Senkungstheorie konnten im vorangehenden nur in engem Umfange als zutreffend erkannt werden. Diese Theorie wird geteilt von E. Sueß[6]), M. Neumayr[7]), sowie von R. Langenbeck, welcher der Frage eine eigene Schrift widmete[8]), während Arch. Geikie[9]) sich auf die Seite Murrays stellte.

4. Geschichtliches.

Die morphologische Betrachtung der Inseln ist von Friedrich Hoffmann[10]) begründet worden, welcher kontinentale und pelagische Inseln unterschied und die letzteren wiederum in hohe vulkanische und niedrige Koralleninseln sonderte. Diese Trennung

---

[1]) Mémoire sur le croissement des polypes lithophytes. Ann. Sc. natur. VI. 1825. p. 273.

[2]) Reise um die Welt. II. Teil. Anhang: Bemerkungen und Ansichten. Gesammelte Werke. Stuttgart. IV. S. 44 (133).

[3]) Zeitschr. f. wissensch. Zoologie. XVIII. 1868. S. 563.

[4]) Beiträge zur physikalischen Geographie der Bermudas-Inseln. Ber. Senckenbergsche naturf. Gesellsch. 1869/70. Vergl. auch Verh. d. I. deutschen Geographentages. 1881. S. 29.

[5]) Proc. R. Soc. Edinb. X. 1879/80. p. 505—518.

[6]) Antlitz der Erde. II. S. 376.

[7]) Erdgeschichte. I. Leipzig 1886. S. 562.

[8]) Die Theorieen über die Entstehung der Koralleninseln und Korallenriffe. Leipzig 1890.

[9]) The Origin of Coral Reefs. The Nature. XXIX. 1883/84. p. 107, 125.

[10]) Physikalische Geographie. Berlin 1837. S. 103—135.

liegt auch den Einteilungsversuchen von O. Peschel[1]) und A. R. Wallace[2]) zu Grunde. A. Kirchhoff[3]) dagegen stellt den festländischen Inseln, welche durch Abgliederung von einem Festlande entstanden sind oder Ueberreste eines solchen darstellen, die ursprünglichen Inseln gegenüber, mögen sie an Küsten oder im offenen Ozean liegen. F. Hahn[4]) unterschied, streng die Entstehungsursache betonend, tektonische Inseln, Erosionsinseln und Aufschüttungsinseln. In der That lassen sich diesen Gruppen alle Inseln unterordnen, ebenso wie alle Formen der Erdoberfläche entweder aufgebaute, ausgearbeitete oder aufgeschüttete sind, aber die morphologisch wichtige Thatsache der Lage der Inseln wird in diesem Systeme nicht berücksichtigt; dieselbe stellte v. Richthofen[5]) wieder in den Vordergrund. Er unterschied Kontinentalinseln und parasitische Inseln, welche im großen und ganzen den beiden von Friedrich Hoffmann begründeten Inselklassen entsprechen, dazu gesellte er als dritte Klasse die Schwemminseln, die sich durch die Veränderlichkeit ihrer Lage natürlich nur relativ vor den anderen Inseln auszeichnen, denen sie sich sonst unterordnen.

Die auf Grund pflanzen- und tiergeographischer, sowie anthropogeographischer Erwägungen aufgestellten Inselsysteme sind bereits früher gewürdigt worden (Bd. I. S. 104).

---

[1]) Ueber den Ursprung der Inseln. Ausland 1867. — Neue Probleme. S. 24. Vergl. dazu v. Richthofen, Bemerkungen zum genetischen Inselsystem. Zeitschr. f. wissensch. Geogr. III. 1882. S. 240.

[2]) Island Life. London 1880. p. 233–237.

[3]) Das genetische Inselsystem. Zeitschr. f. wissensch. Geogr. III. 1882. S. 169.

[4]) Inselstudien. Leipzig 1883.

[5]) Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 308.

Namenregister.

Sachregister.

(Fettgedruckt sind die Zahlen der Seiten, auf welchen der betreffende Gegenstand ausführlicher behandelt ist; ff. bedeutet, daß demselben ein eigener Abschnitt gewidmet ist; Tab. = Tabelle; Gesch. = Geschichtliches.)

A.

F.

G.

H.

I. J.

L.

M.

N.

T.

Druckfehler.

Bd. I, S. 104. Anmerkung letzte Zeile von unten lies 1889 statt 1880.
S. 120. Tabelle ist als Areal des Rumpfes von Nordamerika die Zahl 18149 einzusetzen.
S. 124. Lies im Kopf der Tabelle, Col. VI, statt mittlere Grenzferne mittlere Meerferne.
S. 167. Lies Ph. Fischer statt Th. Fischer zu Anmerkung 1.
S. 183. Lies W. T. Blanford statt W. A. Blanford.

Bd. II, S. 30. Anmerkung 7 lies statt van Wervecke van Werveke.
S. 93. Anmerkung 3 lies Schardt statt Schaardt.
S. 104. Anmerkung 10 lies statt Phillipson Philippson.
S. 201. Anmerkung 5 lies statt S. P. Lesley J. P. Lesley.
S. 231, Zeile 3 von unten ist statt Erst zu lesen: 1844 unterschied Marius de Barué oud (De l'origine des lacs, Thèse, Paris) Auftauchungsseen, Kraterseen, Erhebungsseen, Einsturzseen, Abdämmungsseen.
S. 255. Tabelle letzte Zeile von unten ist vor Ontario ein * zu setzen.
S. 323. Tabelle ist für die mittlere Tiefe des Ammersees 37,6 m statt 376 m zu setzen.
S. 373. Anmerkung 3 lies H. D. Rogers statt A. D. Rogers.

